Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern

von

V. Uhlig,

w. M. k. Akad.

(Mit 2 Tafeln und 1 Übersichtskarte.)

(Vorgelegt in der Sitzung am 12. November 1908.)

Im Anschluß an den ersten Bericht[1] über geotektonische Untersuchungen im Gebiete der Radstädter Tauern im Jahre 1906 enthalten die folgenden Zeilen die wichtigsten Ergebnisse der im Jahre 1907 in demselben Gebiet fortgesetzten Arbeiten.

Die Erkenntnisse, welche sich an die erste Begehung im Jahre 1906 knüpften, bezogen sich naturgemäß auf die allgemeineren Verhältnisse. Die folgenden Untersuchungen im Jahre 1907 mußten dagegen einerseits mehr in das Detail geführt und andrerseits über weitere, vordem nicht genauer begangene Partien ausgedehnt werden. So hat Dr. F. Seemann namentlich die Gegend des Lungauer und Steirischen Kalkspitz begangen, Dr. L. Kober ergänzte seine Untersuchungen in der äußerst verwickelten Hochfeindregion, Dr. W. Schmidt bewegte sich namentlich in der Gegend von Klein-Arl und Dr. F. Trauth führte das Studium des Mandlingzuges und des unteren Taurach- und Zauchentales bei Radstadt im wesentlichen zu Ende. Ich selbst konnte zunächst die Region des Pleislingkeils, der Steinfeldspitze und die Gegend von Untertauern näher untersuchen und Begehungen in verschiedenen Teilen des Untersuchungsgebietes vornehmen. Wie im vorigen Bericht sollen auch in diesem zunächst stratigraphische, dann tektonische Tatsachen besprochen werden.

[1] Diese Sitzungsberichte, Bd. 115, Abt. I, Dezember 1906, p. 1719.

1. Stratigraphische Bemerkungen.

Ein nicht unwichtiges Ergebnis der ersten Untersuchungen des Jahres 1906 auf stratigraphischem Gebiet bildete die Erkenntnis der weiten Verbreitung und großen Mächtigkeit der Juraformation. Glimmerreiche, plattige Crinoidenmarmore, crinoidenführende Bänderkalke von rötlicher, grauer, gelblicher und schwarzer Farbe wurden als Vertreter dieser Formation aufgefaßt. Die Altersbestimmung stützte sich auf das häufige Vorkommen von *Pentacrinus*-Stielgliedern und auf den bekannten Fund Stur's und Diener's von canaliculaten Belemniten im Zehnerkar. Diese Belemniten wurden aber in einem dunklen Kalke gefunden, der eine viel geringere Rolle spielt als der helle Crinoidenmarmor. Gerade aus diesem Hauptgestein des Tauernjura waren bisher an Fossilien nur Crinoiden bekannt, deren geologische Beweiskraft jedenfalls etwas geringer ist als die der Belemniten. Daher ist es von einiger Bedeutung, daß nunmehr canaliculate Belemniten auch im eigentlichen gelblichen Crinoidenmarmor aufgefunden wurden. Die Zugehörigkeit der hellen, gelblichen und rötlichen, glimmerreichen Marmore zur Juraformation erscheint hiermit jedem Zweifel entrückt und damit ist auch die weite Verbreitung der Juraformation in den Radstädter Tauern neuerdings bekräftigt.

Der Fundort dieser Belemniten befindet sich im Großwandkar, westlich von Obertauern, und gehört einem mächtigen Jurazug an, der sich vom Nordabhang des Pleislingkeils über die Großwand und Glöcknerin ununterbrochen in das Zehnerkar verfolgen läßt.

Die Belemniten wurden an zwei Stellen gesammelt, einer höheren (siehe Taf. II, Fig. 1), im obersten Teile des Großwandkars, nahe dem Großwandvorgipfel und einer tieferen, nahe dem unteren Ende dieses Kars (siehe Taf. II, Fig. 2).[1]

---

[1] Die genaue Lage dieser Fundorte ist mangels näherer Anhaltspunkte auf der Karte sehr schwer zu beschreiben. Der obere Fundpunkt wurde von mir und Dr. Kober auf folgendem Wege erreicht. Wir erstiegen vom Hirschwandsattel das kleine Plateau auf der Höhe der Hirschwand, wendeten uns von hier, zuerst leicht ansteigend, nach links und bogen dann, etwa in

An der höheren Stelle besteht die Unterlage der Juracrinoidenkalke aus grauem und gelbrotem, marmorartigem Triasdolomit, gelbbraunem Eisendolomit (Fig. 1, g_1) und aus dunklen Pyritschiefern mit blaugrauen, schieferigen Kalkbänken mit Fossilspuren (Fig. 1, *a*). Darüber erscheint zunächst eine ungefähr 1·5 *m* mächtige Lage, die zerrissene Juramarmorfetzen von 0·1 bis 0·3 *m* Durchmesser enthält und von Pyritschiefer durchsetzt ist (Fig. 1, *b*). Auch die nächstfolgende, 1·5 bis 2 *m* mächtige Schicht führt noch einzelne Flasern von Pyritschiefer in gelblichgrauem Crinoidenkalk, der hie und da zertrümmert erscheint (Fig. 1, *c*). Der Crinoidenkalk dieser Schicht ist 1·5 bis 2 *m* mächtig, enthält zahlreiche Belemniten und geht nach oben in weißgelben, wohlgeschichteten, glimmerreichen Crinoidenmarmor von ungefähr 20 *m* Mächtigkeit über (Fig. 1, *d*). Weiter im Hangenden folgt weißer und grauer, streifiger, dünnplattiger Kalk, ungefähr 25 *m* mächtig (Fig. 1, *e*), darüber neuerdings gelblicher Crinoidenmarmor (Fig. 1, *f*) und endlich Gyroporellendolomit (Fig. 1, g_2).

An der tieferen Stelle sind die Schichten sehr steil gestellt oder selbst ein wenig überkippt, so daß der Juramarmor sehr steil unter den Pyritschiefer (Fig. 2, *a*) einschießt. Die Juraserie beginnt mit gelblichgrauem Crinoidenmarmor, der von einzelnen dünnen Pyritschieferlagen durchsetzt ist und den Schichten *b* und *c* des vorigen Durchschnittes entspricht (Fig. 2, *b*, *c*). Die erste pyritschieferfreie Bank des Crinoidenmarmors enthält zahlreiche Belemniten (Fig. 2, *d*); ebenso wurde auch noch in den nächstfolgenden grauen und gelben streifigen Kalken (Fig. 2, *e*) ein Belemnit aufgefunden. In der Abflußrunse ist das anstehende Gestein mit Geschieben überschüttet; am südlichen Gehänge erscheinen Pyritschiefer mit schlecht erhaltenen *Lithodendron*-Korallen (Fig. 2, *p*), die im oberen Durchschnitt (Fig. 1) fehlen, und darüber Juramarmor in großer Mächtigkeit (Fig. 2, *j*).

---

gleicher Höhe bleibend, in das Kar unter dem Großwandvorgipfel ein. Hierbei wurden zuerst Pyritschiefer, dann Juramarmor verquert. Die tiefere Fundstelle befindet sich etwa 100 *m* tiefer, nahe der Talrinne. Großwand und Großwandvorgipfel führen auf der Spezialkarte den unrichtigen Namen Teufelshörner.

Wie sich aus diesen Durchschnitten ergibt, kommen die Belemniten namentlich in den tiefsten Schichten des Juramarmors vor. Obwohl sie recht schlecht erhalten sind, kann man doch das Vorhandensein des Alveolarkanals und damit die Tatsache feststellen, daß der Juramarmor zum Oberjura (Oberdogger und Malm) gehören muß. Wie im Zehnerkar, so befinden sich auch hier die oberjurassischen Crinoidenmarmore in unmittelbarem Kontakt mit dem geologisch viel älteren Pyritschiefer, ohne daß eine Lagerungsdiskordanz nachweisbar wäre. Die Schichten zeigen im Gegenteil vollste Konkordanz, während aber an anderen Stellen der Kontakt zwischen Pyritschiefer und Juramarmor regelmäßige Verhältnisse aufweist, die in keiner Weise für den Bestand einer Lücke sprechen, ist er hier durch Zerreißungen des Juramarmors und Eindringen der Pyritschiefer zwischen die Fetzen des Marmors ausgezeichnet. Dies kann nicht die ursprüngliche Form der Ablagerung des Juramarmors sein, sondern deutet auf tektonische Bewegungen, Zerreißungen und Verschiebungen im Schichtenverband. So wie die Schichtenfolge hier trotz der vollen Konkordanz der Ablagerungen nicht die ursprüngliche ist, so könnte wohl auch an anderen Stellen eine tektonische Lücke zwischen dem Pyritschiefer und dem Juramarmor bestehen. Ob diese Möglichkeit wirklich zutrifft und namentlich in welchem Umfang, darüber läßt sich vorläufig noch nicht endgültig aburteilen, da das geologische Alter der Pyritschiefer doch nur ungefähr als rhätisch bestimmt ist.

Die geologische Altersbestimmung der Serizitquarzite und der damit verbundenen Serizitschiefer konnte bei dem vollständigen Mangel an Versteinerungen in dieser Schichtengruppe noch keiner positiven Lösung zugeführt werden, doch wurden einige Tatsachen festgestellt, die auch in stratigraphischer Beziehung von Belang sind.

Im ersten Berichte (l. c., p. 27, 28) wurde hervorgehoben, daß die weißen Quarzite stets an die fossilienführenden Kalk- und Dolomitgesteine gebunden, allerdings im Norden der Tauerndecke durch eine große Überschiebung von ihnen getrennt sind. Diese Feststellungen haben im weiteren Fortgang der Arbeit eine Bestätigung und zugleich auch eine

Ergänzung erfahren. Die mesozoischen Kalk- und Dolomitgesteine stehen mit den Quarziten in der Tat in einer gewissen engen Beziehung, denn wo das fossilienführende Mesozoicum an ältere Gesteine angrenzt, sind es immer die Quarzite, mit denen es in Berührung kommt. Aber diese Berührung ist nicht nur am Außenrand der Tauerndecke, sondern auch bei den inneren, südlicheren Decken, also ganz allgemein keine stratigraphisch normale, sondern stets eine anormale. An den Quarzit grenzt nicht Triasdolomit, sondern stets Juramarmor, seltener Pyritschiefer und dazwischen liegt fast überall Mylonit. Andrerseits hat es sich gezeigt, daß der Quarzit mit den Gesteinen der Gneisreihe eine Art von tektonischer Einheit bildet. Man kann aus diesem eigentümlichen Doppelverhältnis, auf das wir noch zurückkommen werden, keine Folgerungen auf das geologische Alter ableiten, muß es aber auch in stratigraphischer Hinsicht im Auge behalten.

Schon im ersten Bericht wurde die Frage aufgeworfen, ob die Serizitschiefer von den Serizitquarziten kartographisch trennbar sind und ob sie vielleicht eine besondere geologische Stufe vertreten. Leider konnte diese Frage bisher nicht näher verfolgt werden. Sie steht übrigens an Bedeutung anderen nach und die Aussicht auf eine glückliche Lösung ist vorerst nicht groß. Man müßte zunächst versuchen, Anhaltspunkte zur petrographischen Unterscheidung der Serizitschiefer, der Quarzite und der ihnen so ähnlichen Serizitchloritschiefer der Gneisreihe zu gewinnen, was genauere petrographische Untersuchungen zur Voraussetzung hat, die erst im Zuge sind. Man kann heute nur auf den Umstand hinweisen, daß an das fossilführende Mesozoicum in der Regel zunächst die echten weißen und weißgrünlichen Quarzite angrenzen, die Schiefer- und Gneisgesteine dagegen stets entfernter vom Kontakt liegen. Wenn es gelingen sollte, die den Quarzit begleitenden Serizitschiefer wenigstens im groben als Stufe aufzufassen, so ist zu vermuten, daß man ihnen eine tiefere Stellung wird zuweisen müssen als den eigentlichen echten Quarziten.

Im Rahmen der Bemühungen, dem geologischen Alter der Quarzite näherzukommen, mußte auch das in der Literatur

erwähnte Gipsvorkommen an der Ennsalpe,[1] das im ersten Untersuchungsjahre noch nicht aufgesucht werden konnte,[2] eine wichtige Rolle spielen. Der mit Dr. W. Schmidt ausgeführte Besuch der Ennsalpe hat ergeben, daß hier am Bergrücken nördlich der Ennskraxen in der Tat ein feinkörniges, einem gelblichweißen Alabaster täuschend ähnliches Gestein vorkomme.

Es erscheint als eine ungefähr 3·5 bis 5 *m* hohe und 8 bis 10 *m* lange, ringsum von Serizitschiefer und Serizitchloritschiefer[3] umgebene, aber von diesem scharf geschiedene, rundeckige Scholle. Das Gestein dieser Scholle ist aber kein Alabaster, sondern ein feinkörniger krystalliner Kalk, den ich auf Grund der gesamten Lagerungsverhältnisse, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann,[4] nur als eine abgerissene und verschleppte, in den Serizitschiefer eingepreßte Schubscholle (lame de charriage) von Jurakalk auffassen kann, wie solche auch nördlich der Ennsalpe, am Bergrücken zwischen der Ennskraxe und dem Grieskareck und nach F. Trauth auch auf dem Bergrücken zwischen dem Klein- und Groß-Arltal in großer Zahl zu beobachten sind. Jedenfalls ist das angebliche Gipsvorkommen am Ennsursprung zu streichen und damit entfällt auch dieser Hinweis auf das untertriadische Alter der Quarzite.

Schließlich sei noch der bisher unbekannten Tatsache gedacht, daß in den Serizitquarziten geschieferte basische Erstarrungsgesteine, wenn auch sehr selten, vorkommen können.

---

[1] M. Vacek, Verhandl. geol. Reichsanst., 1901, p. 384; F. Frech, Geologie der Radstädter Tauern, p. 11.

[2] Vgl. erster Bericht, p. 40 (1732).

[3] Der Schiefer ist an der Südseite der Scholle mit Kiesen bereichert, zu denen vor Jahren ein kleiner Einbau angelegt worden zu sein scheint, dessen Spuren noch erkennbar sind. Auch das Material der Kalkscholle scheint gebrochen worden zu sein.

[4] Es sei hier nur erwähnt, daß der Triasdolomit des Ennskraxenkogels in verkehrter Lagerung auf Pyritschiefer und Juramarmor aufliegt, unter denen Serizitquarzit die tiefere Unterlage bildet. In der nördlichen Fortsetzung des Kraxenkogels ist der Triasdolomit, dessen Schichtenköpfe flach in die Luft ausstreichen, denudiert, von seiner Unterlage sind aber stellenweise noch einzelne Fetzen, namentlich von Eisendolomit und Jurakalk, auf dem Quarzitrücken erhalten.

F. Trauth hat solche Gesteine an drei Punkten erkannt, und zwar Grünschiefer südwestlich vom Laheitberggipfel, nächst Flachau, östlich vom Roßfeldeck und Gründegg bei Mitter-Kleinarl, Serpentin im Saukar, zwischen Grießkareck und Wildbichl.

Die Bemühungen, eine detailliertere Gliederung des Triasdolomits durchzuführen, sind bisher ziemlich resultatlos geblieben. Wohl kann man im Bereich dieser mächtigen Bildung mehrere Varietäten unterscheiden, so besonders den dichten weißen, teils ziemlich deutlich, teils undeutlich geschichteten Dolomit, der häufig in weißen brecciösen Dolomit übergeht, ferner schwärzlichgrauen, gestreiften, häufig ebenfalls brecciösen und deutlich geschichteten Dolomit, sodann dunkelgrauen, fast schwarzen, in mächtigen Bänken geschichteten Dolomit, endlich feinkörnigen, hell- und dunkelgrau gefleckten, verwittert hellgrauen Dolomit mit zahllosen Gyroporellen. Eine bestimmte Regelmäßigkeit im Auftreten dieser Varietäten konnte aber bisher in keiner Weise festgestellt werden. Manche dieser Varietäten, vielleicht alle, sind durch Übergänge verbunden.

Daß in die Zusammensetzung des Pyritschiefers ziemlich mannigfaltige Gesteine eintreten können, wurde schon im ersten Bericht hervorgehoben. Quarzite, die in diesem Bericht als Bestandteil der Pyritschiefergruppe genannt wurden, haben sich zwar bei näherer Untersuchung als zur Gruppe der Serizitquarzite gehörig erwiesen; dagegen konnten an manchen Punkten streifige, braune, schieferige Sandsteine aufgefunden werden, die nach Westen hin an Mächtigkeit zuzunehmen scheinen. Obwohl fast jedes Pyritschieferband durch gewisse Eigentümlichkeiten gekennzeichnet ist, kann man doch im großen und ganzen eine vorwiegend kieseligschieferige und eine vorwiegend kalkigschieferige Ausbildung unterscheiden. Letztere führt Korallenkalkbänke und Bänke mit undeutlichen Bivalvenschalen von rhätischem Habitus.

In gewissen Pyritschieferzonen stellen sich Dolomitbänke von wechselnder Mächtigkeit ein, die bei stärkerer Entwicklung die Trennung vom eigentlichen Gyroporellendolomit erheblich erschweren können. Besondere Aufmerksamkeit verdienen dichte, innen weiß oder grau, außen gelbbraun oder rotbraun

gefärbte, eisenschüssige Dolomitbänke, die von grünlichen dolomitischen Pyritschiefern durchwachsen sind. Sie nehmen im allgemeinen den Grenzhorizont zwischen dem Gyroporellendolomit und dem Pyritschiefer ein und sind in dieser Stellung im ganzen Gebiet verbreitet. Obwohl sie in einzelnen Fällen nur handbreit sind, in anderen meterdick, wieder in anderen die Mächtigkeit von 5 bis 20 *m* erreichen können, dürften sie bei der Regelmäßigkeit ihres Auftretens doch ein besonderes Niveau repräsentieren, für dessen geologische Altersbestimmung uns nur leider keine paläontologischen Anhaltspunkte vorliegen. Nach ihrer stratigraphischen Stellung wird man sie als geologisch jünger ansehen müssen als die Gyroporellendolomite und als älter als die Rhätstufe.

Diese Eisendolomite sind auch in tektonischer Beziehung von Bedeutung: ist eine übermächtige Dolomitmasse von einem gelben Eisendolomitband durchzogen, ist sie nicht als einfache, sondern doppelte Schichtenfolge aufzufassen. Stets neigen die Eisendolomite zur Bildung von Breccien; bisweilen ist diese Breccienbildung nur angedeutet, häufiger aber wohlausgeprägt. Ein Teil der sogenannten Schwarzeckbreccien gehört speziell diesem Grenzhorizont an. Häufig ist der Eisendolomit von Quarzadern durchsetzt. Wir beschränken uns hier auf diese kurzen Andeutungen und behalten uns die nähere Beschreibung für später vor.

Gewisse Erwägungen drängen uns die Frage auf, ob die Pyritschiefer nicht vielleicht eine komprehensive Gruppe bilden und außer dem Rhät noch andere, und zwar jüngere Horizonte umfassen. Nach unten konnten wir den rotbraunen Eisendolomit als besonderen und beständigen Horizont abtrennen. Die obere Grenze der Pyritschiefer ist durch die hellen Crinoidenmarmore gegeben, die durch Belemnitenfunde immer deutlicher als oberjurassisch hervortreten. Sonach scheinen wir hier vor einer großen Lücke zu stehen, die ungefähr dem Lias entspricht. Die oben beschriebenen Beobachtungen an der Grenze zwischen Pyritschiefer und Belemnitenmarmor im Großwandkar ermöglichen zwar die Annahme einer tektonischen Lücke, es ist aber nicht wahrscheinlich, daß sich diese Lücke überall in demselben stratigraphischen Horizont einstellt. Auch ist es

nicht wahrscheinlich, daß der in den Alpen sonst allgemein verbreitete Lias gerade hier schon ursprünglich nicht vertreten war oder, mit anderen Worten, daß hier eine Ablagerungslücke vom Umfang des Lias besteht. Es erschien unter diesen Umständen geboten, nach Versteinerungen des Lias nicht nur im Marmorkomplex, sondern auch im Pyritschiefer zu suchen. Leider aber hatten unsere Bemühungen in dieser Beziehung bisher keinen Erfolg.

2. Tektonische Bemerkungen.

Die Lagerungsform der Tauerngebilde wurde im vorjährigen Bericht als eine schuppen- oder, besser gesagt, deckenförmige angesprochen. Die Decken, so wurde bemerkt, exponieren ihre Schichtenköpfe nach Süden und Südwesten und lassen die Schichtflächen, im allgemeinen und von gewissen lokalen Abweichungen abgesehen, nach Norden bis Nordosten abfallen. Ihre Unterlage bilden die Gesteine der sogenannten Schieferhülle. Behufs erster, allgemeinster Orientierung wurde das verwickelte Deckengefüge der Radstädter Tauern vorläufig in drei von Norden nach Süden aufeinander folgende Hauptglieder zerlegt: die Quarzitdecke, die Tauerndecke, die Speiereck- und Hochfeinddecke. Ferner wurde erwähnt, daß die erstgenannte Decke hauptsächlich aus dem weißen, vermutlich untertriadischen Serizitquarzit, die beiden letzteren vorwiegend aus mesozoischen Dolomiten, Kalken und Schiefern bestehen. Sodann wurde hervorgehoben, daß die Tauerndecke einen gestauten und in liegende Falten gelegten südlichen und einen flacheren, gleichsam frei abfließenden nördlichen Teil aufzeige und daß die Deckscholle des Spazieger[1] und der tiefe Einschnitt der Taurach zwischen der Gnadenalpe und Untertauern die Feststellung erlauben, daß der flach nach Norden sich senkende Teil der Tauerndecke mindestens 8 *km* weit von der Quarzitdecke überlagert ist. Endlich wurden einige Details über die Lagerung der Tauerndecke mitgeteilt und der merkwürdige, aus Jurakalk und Serizitbrocken bestehende, gelbbraune Mylonit

[1] Auf der Spezialkarte unrichtig als Spirzingerkogel und Spatzeck bezeichnet.

besprochen, der sich regelmäßig am Kontakt der Quarzit- und der darunter liegenden Tauerndecke vorfindet.

Die Untersuchungen des Jahres 1907 haben diese Feststellungen bestätigt und in manchen wesentlichen Punkten ergänzt. Sie bezweckten vor allem die nähere Erforschung der speziellen Deckentektonik und erstreckten sich auf die Zusammensetzung der im vorhergehenden Sommer nur flüchtig berührten Quarzitdecke, sodann auf einzelne jener Kalk- und Dolomitinseln, die im Jahre 1906 noch nicht genügend begangen werden konnten, wie die kleine Insel des Brandstattgrabens zwischen Untertauern und Radstadt und die größeren Massen des Lackenkogels bei Radstadt und der Kalkspitzen östlich von Obertauern.

Der nördliche Teil der Tauerndecke.

Es hat sich nun gezeigt, daß die eben genannten Dolomit- und Kalkinseln sämtlich Fenster der Tauerndecke bilden, die aus der Quarzitdecke hervortreten (siehe Taf. II, Fig. 3). Sowohl die Identität der Gesteine wie auch die Lagerungsverhältnisse machen dies klar ersichtlich. Während im ersten Bericht nur von einer 8 *km* breiten Überdeckung der Tauerndecke durch die Quarzitdecke gesprochen werden konnte, ist nunmehr erkannt, daß diese Überdeckung an einer Fläche stattfindet, die sich in nordsüdlicher Richtung mindestens 13 *km*, in südöstlicher mindestens 21 *km* weit erstreckt.

Die in großen Zügen einfache Lagerung des nördlichen, flachen Teiles der Tauerndecke wurde schon im vorjährigen Berichte beschrieben. Die große, ringsum isolierte Quarzitmasse des Spazieger wurde als eine auf dem Jura der Tauerndecke schwimmende Deckscholle der Quarzitdecke charakterisiert. Ihre Abtrennung von der zusammenhängenden Quarzitdecke ist bedingt durch das nördlich davon eintretende Aufbäumen der Tauerndecke an der Steinfeldspitze und am Bärenstaffel, dem weiter nach Norden abermals eine Absenkung der Tauerndecke folgt. Die am Leckriedel und an der unteren Gnadenalpe niedergehaltene Tauerndecke steigt nach Norden hin im Taurachtal neuerdings an, erreicht bei der Beilhütte und am Schlaningbach den Scheitelpunkt, um sich nach Untertauern

ziemlich rasch stirnartig zu senken. Dieser Teil der Decke ist im Taurachtal südlich von Untertauern so klar erschlossen, daß auch die beigegebene Photographie (Taf. I) das Wesentliche der geologischen Verhältnisse ersichtlich machen dürfte. Man erkennt im Bilde allerdings nur den Scheitel und die Absenkung des Triasdolomits der Tauerndecke, während das Band der Pyritschiefer, des Juramarmors und der Rauchwacke zwischen Triasdolomit und Quarzit, weil es keine Felsen bildet, im bewaldeten Terrain nicht deutlich hervortritt; aber die Überdeckung der Tauerndecke durch die gewaltige Masse der Quarzite ist deutlich zur Anschauung gebracht.

Nördlich von der nach Norden blickenden Wölbung der Tauerndecke in Untertauern senkt sich der aufliegende Quarzit mit nördlicher Neigung bis zum Talgrund herab, aber schon 1·2 *km* nördlich davon taucht beim Lackengut und dem Untertaurer Jägerhaus die Tauerndecke mit Triasdolomit, Pyritschiefer, Jura und Rauchwacke neuerdings unter dem Quarzit auf, erreicht einen Scheitelpunkt, der weniger hoch liegt als der vorhergehende Scheitel der Beilhütte und des Schlaningbaches, und senkt sich sodann wieder unter den Talgrund, um endlich im Brandstattwald abermals und zum letzten Male aufzutauchen und sich definitiv unter den Quarzit zu senken. Der Serizitquarzit senkt sich, wie schon im ersten Bericht erwähnt wurde, unter die Schiefer der »Grauwackenzone« und den ostalpinen Triaszug des Mandlingpasses. Der Abstand des nördlichsten Fensters der Tauerndecke im Brandstattwald vom Südrand der Grauwackenzone beträgt nicht mehr als 1 *km* Es ist daher wahrscheinlich oder mindestens möglich, daß die Tauerndecke hier noch nicht ihren wirklichen endgültigen Abschluß nach Norden erreicht, sondern sich auch noch unter der Grauwackenzone und dem ostalpinen Mandlingzug eine Strecke weit fortsetzt.

Das rundlich begrenzte Fenster im Brandstattwald steigt steil aus der Tiefe auf und erreicht eine ähnliche Scheitelhöhe wie das Fenster beim Lackengut. Es ist nur im Talgrund und am tiefsten Teile des Gehänges erschlossen, darüber erhebt sich in großer Mächtigkeit der Serizitquarzit der Kemathöhe und des Vorderen Labenecks. Im Fenster treten nicht nur

Triasdolomite zutage, sondern auch Pyritschiefer und derselbe rötlich, weiß, grau und schwärzlich gestreifte Bändermarmor, der besonders für die Tauerndecke charakteristisch ist. Die im großen genommen einfache Lagerung ist im Detail namentlich an dem auch hier von mächtigen Mylonitbildungen begleiteten Kontakt mit dem Serizitquarzit ziemlich kompliziert. Die beiden Flügel des Fenstergewölbes sind nicht gleich stark geneigt: der südliche steigt ungefähr unter 45° an, der nördliche senkt sich etwas steiler, unter 50 bis 70° zur Tiefe ab. Dasselbe Verhalten zeigt auch die Deckenwölbung beim Lackengut und die Senkungsregion von Untertauern. Sonach zeigen sämtliche Wölbungen und Senkungen der Tauerndecke im Taurachtal einen ähnlichen Bewegungsrhytmus im Sinne einer von Süden nach Norden erfolgten Bewegung.

Es sei schließlich noch erwähnt, daß Herr Dr. Friedrich Trauth, der die Gegend nördlich von Untertauern im Detail untersucht hat, auf der 1·6 *km* langen Strecke zwischen der Deckenversenkung von Untertauern und dem Fenster des Lackengutes noch eine weitere kleine Aufwölbung der Tauerndecke nachweisen konnte, die aber nur an der rechten Talseite nahe dem Talgrunde bei Branntenberg aufgeschlossen ist.

Die verhältnismäßig ruhige Absenkung der Tauerndecke nach Norden, wie sie das Taurachtal aufschließt, bildet aber keineswegs die Regel für die ganze Ausdehnung dieser Decke. Schon die Westflanke des Brandstattfensters zeigt durch ihre steile, ja selbst inverse Stellung eine Ungleichmäßigkeit der Bewegung an. Noch deutlicher beweisen das rasche, fast unvermittelte Verschwinden der Aufbäumung der Steinfeldspitze nach Osten und die steilen Aufwölbungen der Fenster des Lackenkogels und der Kalkspitzen, daß die Scheitelfläche der Tauerndecke sehr unruhig bewegt ist, sich rasch, stark und stellenweise ohne deutliche Gesetzmäßigkeit erhebt und senkt.

Die Aufwölbung der Tauerndecke beim Lackengut im Taurachtale verschwindet nach Westen hin in ungefähr 1200 *m* Seehöhe unter der Quarzitdecke. Nur 2 *km* weiter westlich taucht die Tauerndecke bei Labeneck in 1758 *m* neuerdings wieder mit steilen Schichten aus dem Quarzit hervor und

bildet eine am Lackenkogel bis 2049 *m* ansteigende, ungefähr 3 *km* breite und 6·5 *km* lange Kuppel. Auch hier ist der geologische Bau, im großen betrachtet, ziemlich einfach, aber das Dach der Kuppel zeigt auch hier nahe dem Kontakt mit der denudierten Quarzitdecke intensive Verwicklungen, die von von Dr. Trauth mit großer Sorgfalt studiert und kartographisch verzeichnet wurden. Ebenso rasch wie am Ostrand vollzieht sich diese Aufwölbung der Tauerndecke auch am Nord-, West- und Südrand und dies ist um so bemerkenswerter, als sich diese starke Aufwölbung im nördlichen Teile der Tauerndecke einstellt und ihr Nordrand vom Südrand der »Grauwackenzone« nur 1·2 *km* entfernt ist.

Das große Fenster der Kalkspitzen befindet sich in einem mehr nach innen und Süden gelegenen Teile der Tauerndecke (siehe Taf. II, Fig. 4). Es steigt aus dem Talschluß der Forstau als schmale Wand zum Oberhüttensee an, erweitert sich hier zu der großen, breiten, am Lungauer Kalkspitz bis 2468 *m* sich erhebenden Masse der drei Kalkspitzen, mit der die flachliegenden kleineren Partien der Plattenspitze und des Hundskogels zusammenhängen. Am Außenrand, das ist am Nord-, Ost- und Südostrand der Kalkinsel, senkt sich das Mesozoicum, wie schon F. Frech beobachtete, überall in deutlichster Weise unter die Quarzite der Quarzitdecke ein, die teils mittelsteil (wie zwischen Ursprungalpe und dem oberen Giglachsee und an der Nebelspitze), teils sehr steil (wie im Zirkus der Ursprungalpe) vom Mesozoicum abfallen. Im Zirkus der Ursprungalpe sind es ausnahmsweise Triasdolomite, die unter den Quarzit tauchen und in ziemlich ausgedehnter Weise in Rauchwacken umgewandelt sind; im übrigen aber sehen wir über dem Triasdolomit zunächst Pyritschiefer und dann Juramarmor, zum Teil in mächtiger Entwicklung aufgelagert, und erst über diesem erscheinen teils direkt, teils unter Vermittlung einer sehr geringfügigen Partie von Rauchwacke die schneeweißen, häufig sehr grobklastischen und konglomeratischen Quarzite. Der Außenrand zeigt somit dieselbe Lagerungsfolge wie das Tauernfenster und die übrigen bisher besprochenen Fenster der Tauerndecke.

Am Innenrand, z. B. in der Gegend des Hundskogels und der Wurmwandscharte ist die entgegengesetzte Lagerungsfolge zu beobachten: Die Quarzite bilden hier die Unterlage des Mesozoicums, über den Quarziten liegen Jurakalke oder mächtige Mylonitrauchwacken mit Jurakalkmassen, darüber Pyritschiefer und erst auf diesem Triasdolomit. Wir haben es somit mit einer mächtigen schiefen, nach Südwesten überhängenden Falte zu tun, deren Kern aus Triasdolomit, deren Hülle aus Pyritschiefer, Juramarmor und überschobenem und mitgefaltetem Quarzit besteht. Der triadische Kern dieser schiefen Falte muß nach unten hin mit jenem Dolomit der Tauerndecke zusammenhängen, der am Tauernpaß unter den Quarzit einfällt, und die Falte der Kalkspitzen ist sonach im Sinne einer von Südwesten her erfolgten Bewegung als Rückfalte zu bezeichnen.

Daß diese Auffassung richtig ist, ergibt sich namentlich aus dem nachweisbaren Zusammenhang mit dem großen Taurachfenster wie auch aus Beobachtungen am Innenrand des Kalkspitzgebietes. Der Zusammenhang mit dem Taurachfenster ist durch die geologischen Verhältnisse an der Sinnhubscharte (Große Scharte) gegeben. Eine mächtige Zone von brauner Rauchwacke führt aus dem Taurachfenster über diese Scharte in das Kalkspitzgebiet. Den tiefsten Einschnitt der Scharte nimmt Rauchwacke ein und darüber erhebt sich in recht flacher Lagerung und großer Mächtigkeit der weiße Quarzit der Quarzitdecke, der im Norden der Scharte die mächtigen Gaissteine, im Süden den Sockel des Seekarspitzes zusammensetzt. Aus der Rauchwacke treten Spuren von Pyritschiefer und an der Nordseite der Scharte Juramarmore in zwei flachgelagerten Felspartien hervor, die fast unmittelbar vom Quarzit überdeckt sind. Bildet der Quarzit im Norden und Süden dieser Scharte und im großen Taurachfenster unmittelbar ersichtlicherweise die Überdeckung der Jura- und Triasgesteine, so muß dies auch in dem damit zusammenhängenden Gebiet der Kalkspitzen der Fall sein. Wie die Deckenwölbung des Kalkspitzgebietes allmählich eine überhängende Form und damit die Natur einer Rückfalte annimmt, erkennt man an der Innenseite dieser Falte am Wege von der unteren zur oberen Hütte der Oberhüttenalpe im Forstautal. Unterhalb und bei der

unteren Hütte fällt der Quarzit der Quarzitdecke mit gewissen geringen Schwankungen steil von der darunterliegenden mesozoischen Decke ab, etwas höher oben stellt er sich ungefähr senkrecht, um etwas unterhalb der oberen Alphütte zuerst steil, dann immer flacher und flacher unter die mesozoische Decke der Kalkspitzen, zunächst unter Juramarmor und Pyritschiefer einzufallen. Der Übergang in die Rückfalte läßt sich hier schrittweise verfolgen.[1]

Der anormale Kontakt zwischen der Tauerndecke und der darüberliegenden Quarzitdecke zeigt interessante Einzelheiten. Daß er im allgemeinen durch ein fortlaufendes Band von brauner kalkiger Rauchwacke gekennzeichnet ist und daß dieser Mylonit sehr vorwiegend Bruchstücke der unmittelbaren Kontaktgesteine, also Quarzit und Juramarmor, seltener Bruchstücke von Triasdolomit enthält, wurde bereits im ersten Bericht hervorgehoben, ebenso die wechselnde Mächtigkeit dieser Bildung, die offenbar in erster Linie auf Kosten des Juramarmors und aus diesem entstanden ist. Es wäre aber noch zu bemerken, daß sich die Rauchwacke nicht immer streng auf die Kontaktfläche beschränkt, sondern auch etwas tiefer in den Juramarmor und die Pyritschiefer in unregelmäßiger Weise eindringt, doch so, daß der Zusammenhang mit dem anormalen Kontakt der überschobenen Masse ersichtlich ist oder vermutet werden kann. Am Kontakt kommt es zu mannigfaltigen untergeordneten Komplikationen: abgerissene Fetzen von Quarzit erscheinen wiederholt zwischen Jurakalk und selbst Pyritschiefer eingeschaltet und die Schichtenfolge erfährt ungeordnete, auf Schuppenbildung und Absplitterung zurückzuführende Verdoppelungen. Auch Schollen von Triasdolomit stellen sich in dieser Zone intensivster Verschiebung ein, wobei es leider zuweilen fraglich bleibt, ob es sich um den tieferen Gyroporellendolomit oder Dolomitbänke der Pyritschiefer handelt. Derartige untergeordnete, an die große Überschiebungsfläche geknüpfte und durch die Natur des Überschiebungsvorganges bedingte Komplikationen sind an

---

[1] Nähere Details über diese interessante Partie wird Herr Dr. Friedrich Seemann beibringen.

vielen Stellen, besonders auch im oberen Zauchtal zu beobachten.

Die Quarzit-Gneisdecke.

Die quarzitischen Gesteinsmassen, die sich auf dem nach Norden abfließenden Teil der Tauerndecke ausbreiten, bezeichneten wir im ersten Bericht und in den vorhergehenden Zeilen als Quarzitdecke. Diese Bezeichnung sollte nur provisorisch zur Verständigung dienen, war aber und ist noch jetzt durch die deckenförmige Lagerung und die Wurzellosigkeit der Quarzite gerechtfertigt.

Die Quarzitdecke besteht aber nur in der Gegend des Taurach- und Lackenkopffensters vorwiegend oder fast ausschließlich aus weißem Serizitquarzit und dem damit auf das innigste verbundenen hellgrünlichen Serizitschiefer; zwischen Obertauern und Mauterndorf dagegen, am Seekarspitz, im langgedehnten Zuge der Gamskarlspitze, des Gurpetschegg und der Faninghöhe erscheinen im Hangenden des Quarzites Gneisgesteine, die hinsichtlich der Lagerung mit dem Quarzit zusammengehen und mit ihm eine tektonische Einheit zu bilden scheinen. Die Quarzitdecke kann daher auch als Quarzit-Gneisdecke bezeichnet werden.

Zwischen Obertauern und Mauterndorf zeigen diese Gneisgesteine allerdings ein wenig typisches Aussehen: es sind vorwiegend feinschuppige, glimmerarme, sozusagen aplitische Gesteine von anscheinend recht eintöniger Zusammensetzung; ihnen schließen sich grüne chloritische Schiefer und Hornblendegesteine in bisweilen beträchtlicher Mächtigkeit an. Besonders in der Grenzregion gegen das mesozoische Tauerndeckensystem sind die Felsarten der Gneisreihe stark laminiert und geschiefert. Sie treten uns häufig als schmutzig grünliche, braun verwitternde, undeutliche Serizitschiefer und Serizitchloritschiefer entgegen und sind so sehr entstellt, daß es mindestens bei makroskopischer Betrachtung nicht leicht fällt, ihre wahre Natur festzustellen. So verschieden auch die deutlichen Gneise und die weißen Serizitquarzite voneinander sind, so sehr sie auch nach Entstehung und ursprünglicher Beschaffenheit voneinander abweichen, so schwierig ist in

manchen Fällen die Unterscheidung dieser Gesteine, wenn sie intensiv geschiefert sind und ihren ursprünglichen Charakter verloren haben. Diese durch die Vorgänge der Gebirgsbildung bedingte sekundäre Ähnlichkeit erschwert aber nicht nur die Unterscheidung der Felsarten, sondern auch die Erkennung ihrer wahren gegenseitigen Beziehungen.[1]

Trotz ihrer Entstellung erkannte Gümbel[2] am Seekarspitz die Gneisnatur dieser Gesteine an, um deren nähere geologische Kenntnis sich M. Vacek[3] sehr verdient gemacht hat. Einzelne Gesteinstypen hat A. Rosiwal[4] beschrieben. M. Vacek betrachtete diese Gesteine als Teil seiner Schladminger Masse, deren Hauptpartie im Hochgolling kulminiert.

Eine nähere geologische Untersuchung der Schladminger Masse, so interessant sie auch an sich wäre, fällt nicht in den Rahmen unserer Arbeit, wie er zu Beginn abgesteckt wurde. Wir haben daher über dieses Glied des Gebirgsgefüges hier nicht viel mitzuteilen. Es wurde nur die Grenzregion im Forstau- und im Preuneggtal, im Schladminger Obertal und in Weißbriach (hauptsächlich von Dr. F. Seemann) begangen und vorwiegend nach tektonischen Gesichtspunkten betrachtet. Es zeigte sich, daß im Anschluß an die undeutlichen geschieferten Gesteine der Gneisreihe ostwärts bald auch deutlicher ausgebildete Gesteine auftreten, die durch mancherlei Übergänge mit den Schiefergneisen, den Grünschiefern und Serizitschiefern verknüpft sind. Seemann konnte hier nicht nur Muskovit- und Biotitgneise von teilweise großschuppiger Beschaffenheit, sondern auch granatführende Gneise, Amphibolite und Glimmerschiefer unterscheiden.

In diesem Schieferverbande von altkrystallinem Habitus tauchen Felsarten von eugranitischer Struktur auf. I. A. Ippen, dem wir eine petrographische Untersuchung der Gesteine der

---

[1] Dieser Schwierigkeit ist es vermutlich zuzuschreiben, daß F. Frech die von M. Vacek mit Recht betonte Bedeutung der Gneise im Gebiete der Radstädter Tauern wenig beachtet hat.

[2] Geolog. Bemerk. über die warmen Quellen von Gastein. Sitzungsber. d. bayer. Akad. d. Wissensch., 1889, 19. Bd., p. 373.

[3] Verhandl. geol. Reichsanst., 1893, p. 382; 1901, p. 361.

[4] Ebenda, 1893, p. 367, 368.

Schladminger Tauern[1] verdanken, erkannte, daß sie zum Teil Granite bilden, zum Teil aber auch den Tonaliten gleichen, zog es aber vor, diese letzteren mit der weniger bestimmten, allgemeineren Bezeichnung Diorit zu belegen. Diese Granite und Diorite scheinen vorzugsweise östlich vom Schladminger Obertal und Znachtal aufzutreten und sind nach Ippen mit Gneisen innig verknüpft.

Die Gesteine der Gneisserie überlagern den Quarzit, der das Hangende der Dolomite und Kalke der Tauerndecke bildet, als eine mächtige, weit ausgedehnte Masse, die aber selbst wieder durch höher im Hangenden auftretende Quarzitbänder geteilt ist. Ein solches höheres Quarzitband erscheint in der Gneisscholle des Seekarspitz bei Obertauern; F. Seemann beobachtete ein mächtiges derartiges Quarzitband an der Korspitze und am Roßfeld südwestlich von Schladming.

Gneis und Serizitquarzit liegen stets vollkommen konkordant; eine Ablagerungsdiskordanz zwischen diesen Bildungen konnte nicht erkannt werden, ebensowenig aber auch wirkliche Übergänge, die etwa beweisen könnten, daß der Quarzit dem geologischen Alter nach der Gneisserie sehr nahe steht. Kontakterscheinungen an der Grenze der Quarzite und Gneis-Granite sind bisher nicht aufgefallen, ebensowenig sichergestellte Intrusionen der Granit-Gneisserie in den Serizitquarzit. Wohl kommen scheinbare Wechsellagerungen dieser Gesteine vor, wie z. B. am Wege von Obertauern zum Grünwaldsee, da sie sich aber an der unmittelbaren geologischen Grenze dieser Bildungen einstellen, so sind sie wohl durch tektonische Vorgänge bedingt. In demselben Sinne sind wohl auch die tektonischen Breccien zu deuten, die F. Seemann an der Grenze von Quarzit und Gneis im obersten Znachtal und im westlichen Ursprungstal der Forstau in der Nähe der Steinkarlalpe aufgefunden hat.

Die Quarzit-Gneisserie ist nicht auf die große Quarzitdecke im Hangenden der Tauerndecke beschränkt, sondern sie erscheint, wie man weiß, auch im Bereich der tieferen Dolomit- und Kalkdecken in einzelnen schmalen Zonen und bewirkt

[1] Mitteil. d. naturwiss. Ver. f. Steiermark, Jahrg. 1901, p. 85 bis 134.

dadurch eine Sonderung der gesamten mesozoischen Kalk- und Dolomitgesteine in mehrere Teildecken. Endlich bildet sie auch die Basis der tiefsten Teildecke und scheidet diese von der Kalkphyllitserie der Schieferhülle.

Es hat sich nun, wie schon oben angedeutet wurde, die merkwürdige Tatsache ergeben, daß diese Gneis-Quarzitzonen keineswegs die regelmäßige Ablagerungsbasis der darüberliegenden mesozoischen Kalk- und Dolomitbänder bilden, sondern von diesen durch anormale Kontakte scharf getrennt sind. Dieselben Mylonite, die den Kontakt der Tauerndecke mit der Quarzitdecke begleiten, stellen sich auch an den tieferen Kontaktflächen ein. Aber auch da, wo die Mylonite nicht entwickelt scheinen, beweist der Umstand, daß die Quarzite stets an Juramarmor oder an Pyritschiefer angrenzen, die anormale Natur der Kontakte. Noch nirgends ist in den Radstädter Tauern über dem Quarzit Triasdolomit als normale Hangendbildung ohne Einschaltung von Mylonit angetroffen worden, wie man erwarten sollte, sondern stets Juramarmor oder Pyritschiefer. Diese Tatsache ist in allen Teilen des untersuchten Gebietes und von allen Beobachtern festgestellt worden.

Die Quarzit-Gneisserie einerseits und die mesozoische Kalk-Dolomitserie andrerseits sind daher nicht nur im Norden der Tauerndecke scharf getrennt, sondern diese Trennung zieht sich durch die ganzen Radstädter Tauern-Gebilde hindurch. Und so kann man in den Radstädter Tauern durchgehends zwei Gesteinsserien unterscheiden, die Gneis-Serizitquarzitserie und die Serie Triasdolomit, Pyritschiefer, Juramarmor, von denen jede eine engere tektonische Einheit bildet, die aber beide einer gemeinsamen Tektonik unterworfen sind.

Das Verhältnis der Kalk-Dolomitserie zur Gneis-Quarzitserie und zu der ostalpinen Kalkzone.

Eines der Grundgesetze der Tektonik der Radstädter Tauern besteht im vorwiegenden Nord- bis Nordostfallen der Schichtenpakete, das in gleicher Weise die Kalk-Dolomitbänder wie auch die dazwischen liegenden Gneisquarzitbänder

beherrscht. Das Gebirgsgefüge zerfällt aber nicht, wie so häufig bei gleichsinniger Lagerung, in eine Folge von einseitigen Schichtenpaketen oder Schuppen, sondern zeigt Wiederholung der Schichten in verkehrter Folge, wie bei regelmäßigem schiefen Faltenbau.

Verfolgt man z. B. ein Profil von einer tieferen Gneis-Quarzitzone durch das darüberliegende triadisch-jurassische Dolomit- und Kalkband zu einer höheren Quarzit-Gneiszone, so erkennt man als Mittelteil des Dolomit-Kalkbandes eine mächtige Gyroporellendolomitzone (siehe Taf. II, Fig. 3). Schmale Züge von Pyritschiefer und Juramarmor im Gyroporellendolomit können zwar die Tektonik etwas komplizieren; um aber die Darstellung nicht zu erschweren, wollen wir von diesen Details, die mit dem Hauptbau in Einklang stehen, hier absehen und sie einer späteren Darstellung vorbehalten. Wir gehen daher der größeren Klarheit halber von einem einfachen, nach Norden einfallenden Bande von Gyroporellendolomit aus. Im Hangenden des Gyroporellendolomits erscheint regelmäßig Pyritschiefer, darüber Juramarmor und über diesem aber Serizitquarzit und endlich Gneis. Der Kontakt zwischen Juramarmor und Serizitquarzit ist, wie wir wissen, kein ursprünglicher, da da sich zwischen beide Bildungen eine ununterbrochene, bisweilen sehr mächtige, oft in den Juramarmor eingreifende Zone von Mylonit einschiebt.

Im Liegenden des Gyroporellendolomits trifft man nun dieselben Bildungen mit isoklinalem, nördlichem Einfallen, jedoch in verkehrter Folge an: unter dem Gyroporellendolomit Pyritschiefer, darunter Jura, unter diesem Serizitquarzit und endlich, wo er entwickelt ist, auch Gneis. Auch hier wieder erscheint zwischen Jura und Serizitquarzit der braune kalkige Mylonit. Die Bänder von Pyritschiefer oder Juramarmor können zwar stellenweise auf geringe Mächtigkeit reduziert oder gar gänzlich unterdrückt, an anderen Stellen wiederum zu abnormer Mächtigkeit angestaut sein, allein diese Erscheinungen, die übrigens in einem hochgradig dislozierten Gebirge nicht befremden können, haben nur eine lokale Bedeutung und beeinträchtigen keineswegs die allgemeine Gültigkeit der beschriebenen Lagerungsverhältnisse.

Da sich auf diese Weise die Schichtenfolge im Hangenden des Gyroporellendolomits im Liegenden dieser Bildung wiederholt, so erscheinen merkwürdigerweise nicht die Quarzit-Gneis-, sondern die Gyroporellendolomitbänder als Kerne eines Faltenbaues, an dem mesozoische Schichten, Serizitquarzit und Gneis beteiligt sind.

Versucht man, die Quarzit- und Gneiszonen als Kernteile aufzufassen, so ergibt sich die Schwierigkeit, daß zu beiden Seiten der Gneis-Quarzitzonen nicht die geologisch älteren Gyroporellendolomite, sondern unmittelbar Juramarmore oder Pyritschiefer und erst auf diese Gyroporellendolomite folgen. Es läge nahe, diese Schwierigkeit dadurch beseitigen zu wollen, daß der Mylonit zwischen Juramarmor und Quarzit als zertrümmertes Gyroporellendolomit- und Pyritschieferband hingestellt wird. Aber bei dieser Annahme müßte man sich mit der Unwahrscheinlichkeit befreunden, daß der Dolomit sowohl im Liegenden wie im Hangenden des Quarzits überall zertrümmert wurde und in keiner Zone, wo der Dolomit erhalten ist, der Quarzit zur Oberfläche gelangen konnte. Überdies scheitert diese Annahme an der Tatsache, daß die zerriebene braune Grundmasse des Mylonits in dieser Position ausnahmslos kalkige und niemals dolomitische Beschaffenheit aufweist, daß ferner die eckigen Fragmente dieses Mylonits fast ausschließlich dem Juramarmor und dem Serizitquarzit entnommen sind und daß Bruchstücke von Dolomit an vielen Punkten fehlen, an anderen nur in geringer Minderzahl vorkommen. An manchen Stellen stecken besonders in der hangendsten Mylonitzone große, unregelmäßig begrenzte Jurakalkmassen neben vielen kleineren Trümmern im braunen Mylonit und das deutet wohl an, daß dieser Mylonit größtenteils auf Kosten des Jurakalkes entstanden ist, unter dem Drucke des darüber hinziehenden Serizitquarzits, der den Mylonit mit zahlreichen kleineren Quarzitfetzen und Serizitschuppen bereichert hat.

Es ist auch nicht möglich, etwa zweierlei Serizitquarzit-Gneiszonen zu unterscheiden, solche, die über Jurakalk überschoben sind, und solche, welche die regelmäßige Unterlage des Gyroporellendolomits bilden, denn keine von diesen

Quarzitzonen hat Gyroporellendolomit zum ursprünglichen Hangenden. Man kann daher nur die Gyroporellendolomite als Kerne des Faltenbaues ansehen und es kann sich nur darum handeln, ob die Dolomite unten wurzeln und nach oben antiklinal abgeschlossen sind oder ob sie ihre Wurzel im Süden und nach unten ihren Gewölbeschluß haben.

Es würde zu weit führen, in diesem vorläufigen Bericht diese Eventualitäten nach allen Richtungen eingehend zu erörtern. Wir werden uns nur auf wenige Bemerkungen beschränken. Im ersteren Falle müßte angenommen werden, daß die mesozoische Dolomit-Kalkserie autochthon wurzelt und von der Gneis-Quarzitserie überschoben ist. Nach oben und Süden geschlossene Dolomitgewölbe sind bisher nur im Fenstergebiete der Tauerndecke aufgefunden worden und daher könnten die geologischen Erscheinungen im nördlichen Teile der Tauern mit einer derartigen Annahme wohl in Einklang gebracht werden. Dagegen aber spricht die Tatsache, daß die Triasdolomite südlich der großen Entwicklung in den Radstädter Tauern an mehreren Stellen von oben her in den Kalkphyllit stechen, daher wurzellos sind. Überdies ist die Lagerung eine verkehrte, da nicht Gyroporellendolomit, sondern Juramarmor und Quarzit mit dem Kalkphyllit in Berührung kommt.

Der letztere Fall — Wurzellosigkeit der mesozoischen Kalk- und Dolomitgesteine und Abschluß derselben nach unten — ermöglicht zwei Eventualitäten: entweder ist nur die mesozoische Kalk- und Dolomitserie überschoben und die Quarzit-Gneisserie autochthon oder es bilden beide Serien in gemeinsamer Bewegung vorgeschobene wurzellose Decken. Wäre die Gneis-Quarzitserie autochthon, müßte sich das Mesozoicum von oben her tief und flach in das autochthone Gebirge eingedrängt haben. Dieser Annahme widerstrebt unter anderem die klar ersichtliche Tatsache, daß am Nordsaum des Tauernmesozoicums eine mindestens 13 *km* breite wurzellose Decke der Quarzit-Gneisserie besteht. Wir fühlen uns auf diese Weise zu der zuletzt aufgestellten Annahme gedrängt, daß beide Gesteinsserien gemeinsam bewegte wurzellose Decken bilden. In diesem Sinne bezeichnen wir das Meso-

zoicum als Deckensystem, das Schladminger Gneismassiv als Deckenmassiv.

Zu dieser Annahme gelangen wir aber nicht nur auf einem gewissermaßen indirekten Wege, sondern auch durch unmittelbare Beobachtung. Im Gurpetscheggzug verschmelzen nach den Beobachtungen von Dr. Leopold Kober südöstlich von Tweng die Quarzite der obersten Quarzitzone mit denen des tieferen Quarzitbandes zu einem nach unten konvexen Gewölbe, in dem die Triasdolomite eine nach unten geschlossene Stirn bilden. Dieselbe Erscheinung verfolgte L. Kober auch im Gebiet der Kalkphyllite im Zederhaustal, wo nach Norden geschlossene Stirnen von Triasdolomit, umgeben von Pyritschiefer und Juramarmor und eingehüllt in Serizitquarzit nachgewiesen werden konnten, die wie Keile in den Kalkphyllit eingepreßt erscheinen. Auch in anderen Gebieten ist diese Beobachtung gemacht worden, wie später im Detail beschrieben werden wird.

Stimmt nun auch dieses Ergebnis, daß sowohl die Kalk- und Dolomitdecken wie auch die Quarzit-Gneisserie von Süden herkommen und nach Norden und unten wurzellos abgeschlossen sind, mit den in anderen Teilen der Alpen gewonnenen Anschauungen überein, so bildet doch das eigentümliche Verhältnis der beiden Gesteinsserien zueinander eine ungewöhnliche Erscheinung. Die große Quarzit-Gneismasse im Norden der Tauerndecke erscheint gleichsam als der jüngste Teil des Schichtenbaues dieser Decke und die schmalen Gneis-Quarzitbänder zwischen und im Liegenden der tieferen Decken erscheinen wie rückläufige Schenkel mit verkehrter Schichtenfolge. Die Quarzit-Gneisserie kann nicht als Basalteil der Decken aufgefaßt werden, sondern sie umhüllt die nach unten tauchenden Trias-Juradecken so, wie wenn der Dolomit der geologisch älteste Kernteil, die Quarzit-Gneisserie der geologisch jüngste äußere Hüllteil der nach Norden abfließenden Decken wäre.

In der helvetischen Deckenregion der Schweiz stechen in einer gewissen Zone Flysch und Oberkreide als nach oben abgeschlossene, sogenannte falsche Antiklinalen von unten hervor und bewirken so eine Teilung der helvetischen Decken.

Dieselbe Rolle wie dort der Flysch spielt hier merkwürdigerweise die Gneis-Quarzitserie. So wie im Bereich der helvetischen Decken die geologisch jüngsten obersten Glieder der Schichtenserie am weitesten nach Norden vorgeschoben und am mächtigsten entwickelt sind, so ist auch hier die nördlichste Quarzit-Gneiszone am weitesten nach außen verfrachtet und am mächtigsten. Wir können somit sagen, daß sich in den Radstädter Tauern Gneis, Quarzit, Trias und Jura so verhalten, wie wenn sie eine fortlaufende Schichtenserie bilden würden, innerhalb deren aber Quarzit und Gneis die jüngsten Glieder repräsentieren.

Einerseits schiebt sich zwischen die Gneis-Quarzitserie und die Jura-Triasserie Mylonit ein, wie wenn es sich um zwei Deckensysteme handelte, andrerseits zeigt die Tektonik beider Serien einen gemeinsamen Zug, wie wenn die Bewegung, die zur definitiven Tektonik geführt hat, diese Serien gemeinsam wie eine einheitliche Decke vorgeschoben hätte. Vielleicht werden die Beobachtungen im Gebirge, die noch nicht zu völligem Abschluß gediehen sind, einzelne Züge an dem bisher gewonnenen Bilde verändern und die schließliche Deutung beeinflussen. Es erscheint daher nicht angemessen, in weitere Erklärungen dieser Tektonik einzugehen; die Vorstellung einer gemeinsamen Bewegung der beiden Gesteinsserien wird vielleicht vorläufig genügen. Nur ein Blick auf das Semmeringgebiet und auf das Verhältnis des Tauerndeckensystems zu den ostalpinen Decken möchte hier noch am Platze sein.

Im ersten Bericht über die Arbeiten in den Radstädter Tauern[1] wurde das Semmeringgebiet den mesozoischen Radstädter Tauerngebilden als eine in mancher Beziehung gleichartige Region an die Seite gestellt, nur wurde unter anderem der merkwürdige Umstand hervorgehoben, daß die rhätischen Bänderkalke und Pentacrinitenkalke immer unmittelbar auf dem Semmeringschiefer und Quarzit liegen, während der Gyroporellendolomit ein höheres Niveau einzunehmen scheint. Nunmehr zeigt es sich, daß in den Radstädter

---

[1] L. c., p. 41 (1733).

Tauern ähnliche Verhältnisse herrschen, und so könnte dieser Umstand, der ursprünglich befremdend erschien, vielleicht dazu beitragen, die Analogie zwischen dem Semmeringgebiet und den Radstädter Tauern zu erhöhen.

Über das Verhältnis des Tauerndeckensystems zu den ostalpinen Decken der nördlichen Kalkzone hat sich vor einiger Zeit E. Haug[1] in seiner so bedeutungsvollen und interessanten Studie über die Schubdecken der nördlichen Kalkalpen in folgendem Sinne geäußert. Gestützt auf die Frech'sche Darstellung der Radstädter Tauern faßte Haug das Tauerndeckensystem mit dem Mandlingzug zu einer geologischen Einheit zusammen; die stratigraphische Entwicklung schien ihm die größte Übereinstimmung dieser Einheit mit seiner bayerischen Decke *B* der eigentlichen Kalkalpen zu verbürgen und die tektonischen Verhältnisse schienen dafür zu sprechen, daß diese Einheit im Süden der Kalkalpen unter die Grauwackenzone versinkt, die Kalkalpen unterteuft und bei Salzburg als Decke *B* wieder zur Oberfläche auftaucht.

Die Zusammenfassung der Tauern- und der Mandlingentwicklung in der Stratigraphie Frech's und die Haug vorliegenden Beschreibungen der Lagerungsverhältnisse mußten in der Tat diese verführerische Auffassung nahelegen. Aber durch die Klärung der Stratigraphie und die notwendige Trennung des Mandlingzuges vom Tauernsystem verblassen alle Analogien mit der bayerischen Decke.

Das Tauerndeckensystem mit seinem weißen Serizitquarzit, seinem Gyroporellendolomit, dem schwarzen Pyritschiefer und dem glimmerreichen weißen und rötlichen Crinoiden- und Bändermarmor bietet, selbst wenn wir die Metamorphose der Gesteine weitgehend berücksichtigen, keine Anhaltspunkte zu einer Assimilierung mit einer der nordalpinen Entwicklungsreihen. Die geologischen Verhältnisse aber beweisen vollends, daß ein Wiederauftauchen des Tauerndeckensystems in einem Teile der Kalkzone unmöglich ist, denn die Stirnen der Kalk-Dolomitdecken sind ja nach Norden von Quarzit und Gneis umschlossen und können wohl aus dieser Umrahmung nicht hervortreten, außer etwa als zerrissene Schubsplitter.

[1] Bull. Soc. géol. de France, 4. sér., t. VI (1906), p. 414.

Gliederung und Verlauf des Tauerndeckensystems.

Die tektonische Gliederung des Tauerndeckensystems ist noch nicht über das ganze Untersuchungsgebiet, wohl aber über große Teile desselben ausgedehnt, so daß einige orientierende Bemerkungen hier mitgeteilt werden können.

Der leichteren Übersicht halber haben wir bisher neben der Quarzitdecke, deren Verhältnis zu den Kalk-Dolomitdecken im vorhergehenden besprochen wurde, zwei Teildecken provisorisch unterschieden, die Hochfeind-Speiereckdecke und die Tauerndecke. Es hat sich nun, namentlich dank den sorgfältigen Untersuchungen von L. Kober in dem Gebiet zwischen dem Zederhaus-, dem Lantschfeld- und Twengtal gezeigt, daß einerseits eine noch weitergehende Gliederung möglich ist, andrerseits aber die einzelnen Glieder des Deckenbaues nicht sehr tief geteilt sind. Die Teilung greift, wie es scheint, nicht sehr tief gegen die Wurzelregion zurück, so daß es sich mehr um kurze Digitationen als um eigentliche Teildecken handelt. Die Teildecken oder -Falten liegen nicht so sehr über- als voreinander und es ist kein deutlicher Unterschied zwischen untergeordneten Falten und Teildecken vorhanden. Die Falten verändern sich ziemlich rasch und werden durch neue abgelöst, so daß eine Verfolgung auf weite Strecken nicht bei allen Falten möglich ist.

Immerhin erscheint es vorteilhaft, an eine etwas speziellere Gliederung zu schreiten und die Speiereck-Hochfeinddecke in zwei Teildecken, die Speiereckdecke und die Hochfeinddecke, zu zerlegen. Ebenso kann man auch die Tauerndecke im weiteren Sinne in die Lantschfelddecke und die eigentliche Tauerndecke teilen, so daß in dem Gebiet zwischen Mauterndorf und der Flachau vorzugsweise vier schiefe Hauptfalten oder Decken unterschieden werden können: die Speiereckdecke, die Hochfeinddecke, die Lantschfelddecke und die Tauerndecke im engeren Sinne (siehe die tektonische Karte, Taf. III).

An der Südwest- oder Innenseite liegen dem Hauptschichtkopf des Tauerndeckensystems noch einzelne isolierte, größere

und kleinere Kalk- und Dolomitschollen vor. Südlich des oberen Zederhaustales erhebt sich der unförmliche Dolomitklotz des Weißeck, flankiert von der kleineren Scholle des Rieding, und scheint durch seine ziemlich weit nach Süden gerückte Lage die Zugehörigkeit zu einer Falte zu bekunden, die noch etwas mehr nach innen gerückt ist als die Speiereckdecke. Bei Fell, Oberweißburg und östlich und westlich vom Lahneck im Zederhaustal, ferner südlich vom Tappenkarsee und an anderen Punkten kommen einzelne kleinere und kleinste Schollen des Tauerndeckensystems vor, die als Stirnteile von kleineren Falten von oben her in die Schieferhülle gleichsam hineinstechen, möglicherweise zum Teil auch nur Schubsplitter bilden. Unter allen Umständen beweisen diese isolierten Vorposten, daß sich das Tauerndeckensystem viel weiter nach Süden erstreckte, als die heutige Lage des Hauptschichtenkopfes andeutet.

Die Speiereckdecke beginnt am Speiereck bei Mauterndorf und läßt sich nach L. Kober's Aufnahmen gegen Nordwesten bis zur Zmüling, zum Teil in sehr verdünntem und ausgewalztem Zustand, verfolgen. Die Hochfeind-Weißeneckdecke setzt bei Mauterndorf ein, zieht in einem weiten Bogen, zum Teil unterbrochen bis zur Stampferwand und von hier weiter nach Westen.

Beide Decken zeigen nach Kober's Beobachtungen untergeordnete Spaltungen, die sich von Süden her übereinander wälzen. Beobachtbare Dolomitstirnen scheinen dafür zu sprechen, daß sich einzelne dieser untersten Decken nicht allzu weit nach Norden, beziehentlich Nordosten erstrecken. Vielleicht handelt es sich hier vorwiegend um kurze, nicht tief eindringende Falten, wie denn Kober einzelne Teilfalten des Hochfeindgebietes von der Wurzel bis zur Stirn verfolgen konnte. Das würde aber allerdings nicht ausschließen, daß sich andere solche Teildecken dennoch etwas weiter nach Norden ausbreiten.

Die beiden untersten Decken sind tektonisch intensiv betroffen, zum Teil ausgewalzt, zum Teil zerrissen und in Phakoide[1] und Breccien von großer Mächtigkeit aufgelöst.

[1] E. Suess, diese Sitzungsberichte, 114. Bd., p. 734.

Die Tauerndecke im weiteren Sinne setzt zwischen Gneisen östlich von Mauterndorf mit Triasdolomit und Juramarmor ein, ist bis Tweng hin nur wenig entwickelt, breitet sich aber von da nach Nordwesten hin mächtig aus und zerfällt hier durch den Gneis- und Quarzitzug des Lantschfelds, Windsfelds und der obersten Flachau in die untere Lantschfeldecke und die obere eigentliche Tauerndecke. Die Tauerndecke zeigt, wie schon im ersten Bericht bemerkt ist, namentlich im Zuge der Glöcknerin eine ähnlich komplizierte Zusammendrängung von Teilfalten, wie sie die südlichen Decken auszeichnet. Der nördliche Teil dieser Decke aber fließt, wie schon wiederholt bemerkt wurde, wenig behindert, gleichsam frei nach Norden ab und breitet sich in echter Deckenform unter Aufbäumungen und Absenkungen aus, die in den vorhergehenden Zeilen besprochen sind. Jene gleichsinnige Zusammenfaltung, die den südlicheren Teilen des Tauerndeckensystems ein so einheitliches Gepräge gibt, macht hier einer etwas freieren Bewegung der Falten Platz, die auf ein Nachlassen der Pressung hinweist. Unweit der Rückfalte der Kalkspitzen mit nach Südwesten gewendetem Scheitel erhebt sich anscheinend ziemlich steil die Aufbäumung der Steinfeldspitze (siehe Taf. II, Fig. 3 und 4), deren Scheitel in entgegengesetzter Richtung, nach Norden blickt.

Die tektonische Gliederung im westlichen Teile des untersuchten Gebietes zwischen dem Flachau- und dem Kleinarltal ist noch nicht beendet; wir beschränken uns daher auf die Bemerkung, daß auch hier eine mehr flache Lagerung der Decken Platz greift.

Westlich vom Ennstal macht sich die nach Westen zunehmende Erhebung der Kalkphyllitzone, welche die Unterlage des Tauerndeckensystems bildet, immer mehr geltend, wie das übrigens schon aus den bisherigen Darstellungen der Literatur ersichtlich ist. Damit ist naturgemäß eine stärkere Abtragung und scheinbare Verschmälerung der Tauerndecken verbunden, die hier dem Zusammenschluß mit der Krimmler-, Zillertaler- und Brennertrias zustreben. Zwischen dem Klein- und dem Großarltal sind die Quarzite noch mächtig entwickelt. Auf ihnen liegen zahlreiche kleine Denudationsreste und Schubsplitter von Juramarmor und Triasdolomit. Bei Dorfgastein

treten die Kalke und Dolomite des Tauerndeckensystems als Breccien, Schubsplitter und Stirnpartien auf. In der Region der zunehmenden Aushebung des Tauerndeckensystems kommt die lepontinische Unterlage, die Kalkphyllite, in Fenstern unter dem Tauerndeckensystem zum Vorschein, wie besonders im Kleinarltale.

Das Tauerndeckensystem (siehe tektonische Karte) beschreibt, im großen betrachtet, einen nach Nordosten konvexen, der Kalkphyllitzone ungefähr gleichlaufenden und um das Zentralgneismassiv der Hochalmspitze als Kern angeordneten Bogen. Im Gasteiner Tale ungefähr ostwestlich streichend, schwenken die Decken weiter östlich mit den Kalkphylliten nach SE und S ein, um schließlich bei St. Michael um die Nordostecke des Hochalmmassivs herum nach SSW zurückzubiegen. Die Kalkphyllitzone oder Schieferhülle wird gegen St. Michael zu immer schmäler und in demselben Maße verengen sich auch die Kalk- und Dolomitdecken und fallen etwas steiler nach Ostnordosten ein. Der hangendste Teil unseres Deckensystems, die sogenannte Quarzitdecke mit der ihr zugehörigen Schladminger Gneismasse umspannt zwar zunächst noch in breiter Entwicklung die Kalk- und Dolomitzüge, aber mit Annäherung an das Lungauer Murtal erfährt auch diese Zone eine plötzliche Verschmälerung, ihre Grenzlinie zieht sich nach Westsüdwesten zurück und der größte Teil der gewaltigen Gneis-, Granit- und Dioritmasse verschwindet unter den granatenführenden Glimmerschiefern des Lungaus.

Sodann verschwindet in Mauterndorf nach den Aufnahmen von L. Kober zuerst die Tauerndecke, die zwischen Tweng und Mauterndorf größtenteils auf ein schmales, von Quarziten begleitetes Rauchwackenband reduziert ist. Hierauf verschwindet die Hochfeinddecke und endlich die höhere Falte der Speiereckdecke und nur die tiefste Falte dieser Decke erreicht über Trogfrey mit südsüdöstlichem bis südlichem Streichen das Murtal bei St. Michael. Leider verhindert das aufschlußlose weite Becken von Mauterndorf die unmittelbare Beobachtung des Kontaktes der Deckenausläufer mit dem vorliegenden Granatenglimmerschiefer. Aber die gesamten geologischen Verhältnisse und besonders die noch zu besprechenden Aufschlüsse des Katschbergsattels machen den Eindruck, wie

wenn die weitere Fortsetzung dieser Decken nach Süden unter dem Granatenglimmerschiefer zu suchen wäre, gleichgültig ob sie noch eine längere oder, was vielleicht wahrscheinlicher ist, nur eine kürzere Strecke weit ausgebildet sind.

In der Gegend des Katschbergpasses haben die beiden Zonen der Kalkphyllite und des Tauerndeckensystems, die im Norden des Zentralgneismassivs gewaltige, weit ausgedehnte Gebirge bilden, zusammen nur noch eine Breite von 3·5 bis 4·5 *km* und eine Mächtigkeit von vielleicht 1 *km*.

Mit der außerordentlichen Verschmälerung der Gesteinszonen am Ostrande des Hochalmmassivs gehen auch andere Veränderungen der geologischen Verhältnisse Hand in Hand. Zwar die großen Hauptzüge des geologischen Baues und der Zusammensetzung bleiben ja dieselben; auch hier kann man Triasdolomit, Juramarmor und selbst Pyritschiefer ohne Schwierigkeit unterscheiden und den weißen Quarzit und, wie ich glaube, auch schieferigen Gneis erkennen, auch hier ist der Kontakt zwischen dem Tauerndeckensystem und der Schieferhülle anormal, auch hier folgt über dem Quarzit stets zunächst Juramarmor und erst über diesem Triasdolomit, auch hier liegt zwischen Quarzit und Juramarmor stellenweise Rauchwacke und endlich tritt auch hier im Liegenden der Kalk- und Dolomitzone nur sehr wenig Quarzit, im Hangenden aber die Hauptmasse von Quarzit- und Gneisschiefer auf. Aber im übrigen sind die Veränderungen weitgehend.

An Stelle zusammenhängender Dolomit- und Kalkbänder erscheinen hier kleine zerrissene, von Quarzit- und Gneisschiefer umgebene Fetzen und Schollen. Jede einzelne Kalk-Dolomitscholle zeigt einen komplizierten Gesteinswechsel bei im allgemeinen oder selbst streng isoklinaler Lagerung. Die tektonische Deutung ist dadurch außerordentlich erschwert. Bei St. Michael schließen mehrere kleine Steinbrüche grau und weiß gestreiften, marmorisierten Bänderkalk auf, der isolierte flache oder linsenförmige, wie gewalzt aussehende Dolomitschollen umschließt. Ein entsprechendes Gestein ist in der normal entwickelten Region des Tauerndeckensystems nicht bekannt, wohl aber gleichen die Dolomitlinsen petrographisch dem Gyroporellendolomit, die sie umfließenden Bändermarmore

dem Juramarmor. Der Gedanke an eine mechanische Verwalzung dieser Bildungen, wie man sie ja auch aus anderen Teilen der Alpen kennt,[1] liegt hier ziemlich nahe.

Eine weitere auffallende Erscheinung bildet hier die allgemeine starke Reduktion der Gesteinsmächtigkeiten. Diese Reduktion kann nicht etwa der Denudation zugeschrieben werden, das ergibt sich am deutlichsten aus dem Umstande, daß am Katschberge sowohl im Hangenden von Dolomit wie auch in dessen Liegendem Juramarmor vorkommt. Wir müssen daher diese Mächtigkeitsverminderung ebenso wie die Zerreißung der Schollen auf tektonische Vorgänge, Streckung und Auswalzung zurückführen.

Sämtliche Schichtengruppen haben an dieser Reduktion Anteil, besonders aber der Triasdolomit, der an Masse und Verbreitung unverhältnismäßig stark zurücktritt und dessen normaler Gesteinstypus hier fast gar nicht vorkommt. Auch die petrographische Beschaffenheit zeigt gewisse Veränderungen.

Der Juramarmor enthält häufig etwas mehr Glimmer als sonst und ist deutlicher körnig; auch der Triasdolomit ist anscheinend etwas stärker krystallin. Der Quarzit zeigt keine Veränderung; der Gneis scheint hier in jene grünlichgrauen Chloritserizitschiefer mit wellig verbogenen Schieferungsflächen und Quarzschwielen umgewandelt zu sein, die von den Serizitschiefern des Quarzits so schwer zu unterscheiden sind und die wir bereits im Bereiche der normalen Entwicklung kennen gelernt haben.[2] Während aber in dieser letzteren Region auch deutliche oder wenigstens erkennbare Gneise mit diesen Schiefern vereinigt auftreten, scheint die Gneisserie hier nur durch die gänzlich entstellten Serizitchloritschiefer vertreten zu sein.

Diese Eigentümlichkeiten des Tauerndeckensystems sowie der Umstand, daß sie sich in einer Region einstellen, in der

---

[1] Vergl. E. Steinmann, Über Gesteinsverknetungen. Festband des Neuen Jahrbuchs, 1907, p. 330.

[2] F. Becke, der die Schieferhülle der Katschberghöhe erschöpfend dargestellt hat, bezeichnete diese Schiefer provisorisch als Katschbergschiefer und betrachtete sie vorerst als oberste Zone der »Schieferhülle«. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., mathem.-naturw. Klasse, 1908, 117. Bd., p. 389 (19).

auch die Schieferhülle äußerst reduziert ist, scheinen darauf hinzuweisen, daß sich die Bewegung des Tauerndeckensystems hier unter sehr hoher Belastung und Spannung vollzog. Die geologischen Verhältnisse der Gegend zwischen dem Speiereck und dem Katschberg machen nicht den Eindruck einer Stirnregion, noch weniger den der Absenkungs- und Ausbreitungsregion, wohl aber könnte man sie vielleicht mit der Annahme vereinbar finden, daß wir es hier schon mit einem Randteile der Scheitelregion zu tun haben, die sich über der hochgespannten Zentralgneiskuppel ausgedehnt haben muß. Die Gegend zwischen dem Speiereck, dem Hochfeind und Tweng zeigt uns den allmählichen Übergang dieser Scheitelregion in die Absenkungs- und Ausbreitungsregion von Ober- und Untertauern und Umgebung und der westlichste Teil zwischen dem Kleinarltal und dem Gasteiner Tal führt uns endlich in die Stirnregion. Der Viertelbogen zwischen Dorfgastein und dem Katschberg vermittelt also einen, wenn auch beschränkten Einblick in sämtliche Hauptregionen der Decken mit Ausschluß der Wurzel- und Anstiegsregion.

Manche Beobachtungen L. Kober's zwischen Tweng und Zederhaus und auch das Gesamtbild der geologischen Verhältnisse scheinen, wie oben bemerkt, dafür zu sprechen, daß die Kalk- und Dolomitdecken dieser Gegend nicht eben tief unter die Schladminger Masse eingreifen, sondern so ziemlich schon der Stirnregion entsprechen. Sollte dieser Rückzug der Decken nach Süden an der Ostseite des Hochalmmassivs Bestätigung finden, so wäre hier wohl ein rascher Übergang des Scheitelteiles in den Stirnteil anzunehmen, Partien des Deckensystems, die im Norden und Nordosten des Zentralgneismassivs durch eine weite Ausbreitungsregion voneinander getrennt sind. Möglicherweise betrifft dieser Rückzug nur die obersten Teildecken, während die tiefste vielleicht eine längere Fortsetzung in östlicher Richtung besitzt.

Die Katschberglinie.

Am Ostrande des Hochalmmassivs liegen auf den Katschbergschiefern und dem Tauerndeckensystem fast schwebend

die alten Granatenglimmerschiefer des Lungaus, wie das aus dem schönen Durchschnitte F. Becke's (l. c. Tafel) deutlich ersichtlich ist. Der Kontakt zwischen dem Granatenglimmerschiefer und den Katschbergschiefern, beziehentlich der »Schieferhülle«, ist schon von G. Geyer[1] zutreffend als Störungslinie bezeichnet und von C. Diener[2] ist diese Linie mit besonderem Nachdruck hervorgehoben worden. Beide Autoren erblickten in dieser Linie eine Transversalstörung und brachten sie mit der Überschiebung der krystallinen Schiefer des Gurpetschegg über die Gyroporellendolomite bei Tweng (Frech's Taurachbruch) in Verbindung. Diese Anschauung scheint auch F. Frech[3] zu teilen. P. Termier[4] nannte diesen anormalen Kontakt die Linie Lungau—Katschberg, F. Becke[5] Katschberglinie.

Eine transversale Störung im wahren Sinne des Wortes ist mit der Katschberglinie nicht verbunden; sie verläuft ja parallel zum Streichen der Gesteinszonen des Katschberges und zeigt nur deshalb eine zum allgemeinen Ostalpen-Streichen quere Stellung, weil sich die großen, weit ausgebreiteten Deckenüberschiebungsflächen der Tauern hier am Ostrande des Hochalmmassivs gleichsinnig mit der Senkung dieses Massivs nach Osten neigen. Der Schnitt mit der Denudationsfläche ergibt daher eine ungefähr nordsüdliche Linie.

Auch die vermutete Verbindung der Katschberglinie mit der Überschiebung der Gneise des Gurpetscheggzuges über die Tauerndecke bei Tweng trifft nicht zu. Diese letztere Überschiebung, die dem Kontakte der Quarzitgneisdecke mit der Tauerndecke entspricht, läßt sich bis Mauterndorf verfolgen. Die Niederung von Mauterndorf ist für weitere Verfolgung dieser Linie nicht günstig, wahrscheinlich verschwindet die Linie samt der Tauerndecke unter dem Granatenglimmerschiefer

---

[1] Verhandlungen der geolog. Reichsanstalt 1892, p. 319 bis 327, 1893, p. 59.

[2] Bau und Bild der Ostalpen. 1903, p. 454.

[3] Vergl. die tektonische Karte der Alpen in Petermann's Mitteilungen, 1908, Taf. 17.

[4] Bull. soc. géol. France, 4. sér., t. III, 1903, p. 742.

[5] L. c. p. 32 (402).

südlich von Mauterndorf. Tektonisch gleichwertige Kontaktflächen, an denen die Teilung des Tauerndeckensystems in schon besprochener Weise zwischen Mauterndorf und dem Speiereck stattfindet, streichen nach Südsüdosten und Süden und eine von ihnen, vielleicht die innerste, führt zum Katschberg und erscheint daselbst als Kontakt zwischen Juramarmor einerseits und Quarzit und Gneis (Katschbergschiefer) andrerseits. Das ist eine Fläche, die tiefer liegt, als die Fläche der Katschberglinie und deren Durchschnittslinie mit der Denudationsfläche westlich von der Katschberglinie zutage tritt.

Die Verwechslung von Strukturflächen ist am Katschberge ziemlich naheliegend, da hier wie am ganzen Ost- und wohl auch am Südrande des Hochalmmassivs mehrere Strukturflächen einander sehr näherücken, die weiter nach Norden durch gewaltige Gesteinsmächtigkeiten auseinandergehalten sind.

Die unterste dieser anormalen Kontaktflächen der Katschbergregion entspricht dem Kontakte der lepontinischen Schieferhülle mit dem darüber liegenden Gneis (Katschbergschiefer) und Quarzit des Tauerndeckensystems (1 der tektonischen Karte). Das äußerst reduzierte Tauerndeckensystem zeigt in sich mindestens zwei anormale Kontakte: einen unteren, zwischen dem liegenden, wenig mächtigen Gneis-Quarzitband und dem darüber liegenden Kalk und Dolomit (2 der tektonischen Karte) und einen oberen zwischen dem Dolomit und Kalk und dem darüber liegenden mächtigeren Gneis- oder Katschbergschieferzug (Linie 3 der tektonischen Karte). Wo die Kalk-Dolomitschollen zerrissen und ausgequetscht sind, fallen die Flächen 2 und 3, welche den Teilungen des Tauerndeckensystems entsprechen, in eine zusammen. Man kann diese Linien in die Speiereckregion verfolgen; die abnormalen Kontakte bei Tweng, im Lantschfeld und in Obertauern bilden nicht ihre direkte Fortsetzung, sondern gesellen sich ihnen als tektonisch gleichwertige Linien hinzu.

Die vierte Linie endlich, die Katschberglinie, entspricht, wie schon bemerkt wurde, dem Kontakt zwischen Granatenglimmerschiefer im Hangenden und dem Katschbergschiefer im Liegenden. Da aber letzterer der Schladminger Gneismasse

angehört und ihr tektonisch in gewissem Sinne trotz der gewaltigen Mächtigkeitsdifferenz gleichwertig ist, so ist die wahre Fortsetzung der Katschberglinie nördlich und östlich vom Katschberge durch den Kontakt der Schladminger Masse und den Granatenglimmerschiefer gegeben. Diese Kontaktlinie beschreibt zuerst einen regelmäßigen nach Nordwesten konvexen Bogen durch die Ortschaften St. Martin bis St. Michael und Begöriach bei Mauterndorf und wendet sich sodann über Vordergöriach und Lessach nach Osten. Leider ist gerade der letztere Teil des Kontaktes zwischen Mauterndorf und Lessach nicht gut bekannt und es wäre hier eine Ergänzung unserer Kenntnisse sehr erwünscht. Von Lessach streicht die Kontaktlinie nach den Darstellungen von G. Geyer[1] und M. Vacek[2] über Krakaudorf gegen Schöder, um nun die Schladminger Masse in einem entgegengesetzt, d. i. nach Osten konvexen Bogen zu umziehen und schließlich über St. Nikolai schräg über die ganze Tauernbreite nach Nordwesten zu lenken.

Sieht man von der gleichsam nur übertriebenen Ausbauchung der Schladminger Masse zwischen Schöder und Mauterndorf ab, so ergibt sich eine Linie, die dem Hauptstreichen des Tauerndeckensystems im wesentlichen gleichsinnig verläuft. Gleichsinnige Bewegung deutet auch das Einfallen der Gneismassen an, denn dieses richtet sich nach den Feststellungen von Vacek[3] und Geyer[4] an der nordöstlichen Grenze der Schladminger Masse bei Nikolai nach Nordosten, an der südlichen Grenze vom Hochgolling an nach Süden.

Um nun die tektonische Bedeutung der Katschberglinie voll würdigen zu können, wird man nicht nur den Teil dieser Linie an der Ostseite des Hochalmmassivs, wo der anormale Kontakt und die Überschiebung klar zutage treten, in Betracht ziehen müssen, sondern auch den nordöstlichen Teil am Rande der Schladminger Gneismasse. Hier aber scheint kein anormaler

---

[1] Verhandl. geol. Reichsanst. 1893, p. 49 bis 60 und Kartenblatt Murau in 1 : 75.000, Verlag der k. k. Geolog. Reichsanstalt.

[2] Verhandl. geol. Reichsanst. 1901, p. 372.

[3] Verhandl. geol. Reichsanst. 1893, p. 389.

[4] Verhandl. geol. Reichsanst. 1893, p. 52.

Kontakt mehr zu bestehen, man hat vielmehr nach G. Geyer's und C. Doelter's[1] Beschreibung einen allmählichen Übergang vom Gneis zum Glimmerschiefer anzunehmen.

Es ist hier nicht der Ort, um diese tektonische Frage zu besprechen, die nur im Zusammenhange mit dem Baue der gesamten ostalpinen Zentralzone erörtert werden kann; ich begnüge mich vorläufig mit dem Hinweise auf diese Verhältnisse und möchte nur noch über Termier's Linie Lungau—Katschberg einige Worte hinzufügen. Da der französische Forscher in seiner so bedeutungsvollen Ostalpensynthese die Tauerndecken dem ostalpinen System zurechnet, so entspricht seine Linie Katschberg—Lungau nicht unserer Katschberglinie (4), sondern dem Kontakt zwischen der lepontinischen Schieferhülle und dem Tauerndeckensystem, also unserer Linie 1, die westlich vom Katschberg unter dem Gipfel des Tschaneck hindurchzieht. Leider ist die südliche Fortsetzung unserer Linien nicht genau bekannt und namentlich das Verhalten unserer Linien an der Südostecke des Hochalmmassivs ist im Detail noch unaufgeklärt. Indessen ist es wohl sichergestellt, daß die lepontinische Schieferhülle sowie die sie überlagernden alten Glimmerschiefer um die Südostecke des Hochalmmassivs herum nach Westen ziehen, um im Mölltal in die entsprechenden Bildungen am Südrande des Massivs überzugehen.[2] Man muß es daher als sehr wahrscheinlich bezeichnen, daß die von Termier vorgenommene Verschmelzung unserer Linien mit jener altbekannten tektonischen Hauptlinie, die im Süden der Zentralgneiskerne in Kärnten und Tirol den Kontakt der Schieferhülle, beziehentlich einer Triaszone, mit dem Granatenglimmerschiefer und altem Gneis vermittelt (Matreier Überschiebung Diener's,[3] Linie Windisch-Matrei—Sprechenstein), dem Wesen nach richtig ist. In diesem Sinne ist das Vorkommen der mesozoischen Schollen am Ostrande des Hochalmmassivs in der Tat ein starkes Argument zugunsten

---

[1] Das krystallinische Schiefergebirge der Niederen Tauern. Mitteil. d. naturwiss. Ver. f. Steiermark, Graz 1897.

[2] F. Berwerth, Akadem. Anzeiger 1898, p. 12, 13.

[3] Bau und Bild der Ostalpen, Wien 1903, p. 453.

des Deckenbaues der Ostalpen, wie schon Termier[1] betont hat.

Der Mandlingzug.

Schon im ersten Berichte wurde hervorgehoben, daß dieser merkwürdige Zug triadischer Gesteine mit Unrecht mit dem Tauerndeckensystem vereinigt wurde. Die Fazies beider Gebilde ist, wie auch schon oben bemerkt wurde, verschieden und die klaren Lagerungsverhältnisse beweisen unzweideutig, daß eine unmittelbare Verbindung zwischen ihnen nicht besteht. Das Tauerndeckensystem zeigt noch manche enge Verwandtschaft mit der lepontinischen Schieferhülle, der Mandlingzug ist dagegen ebenso wie seine Unterlage, die Grauwackenzone, echt ostalpin im Sinne von E. Suess.

Als zusammenhängendes Band setzt der Mandlingzug bekanntlich bei Altenmarkt-Flachau ein, streicht von hier geradlinig nach Ostnordosten und erreicht zwischen St. Rupert am Kulm und Haus im Ennstal mit nördlicher Schichtenneigung den Kalkzug des Dachsteins, von dem er bei Altenmarkt durch ein ungefähr 8 *km* breites Band von Phylliten und anderen Gesteinen der ostalpinen Grauwackenzone getrennt ist (siehe Übersichtskarte). Spuren dieses Dolomitzuges sind aber noch viel weiter nach Westen zu verfolgen, denn es kann kaum zweifelhaft sein, daß die Rauchwacken-Dolomite von Lend und die weißen und rosaroten Dolomite zwischen Lend und Schwarzach-St. Veit[2] zum Mandlingzuge gehören. Bei Lend ist natürlich der Abstand vom Schichtkopfe des Dachsteinzuges, der hier vom Hochkönig gebildet wird, noch etwas größer.

Das merkwürdige Auftreten dieses geradlinigen Sporns von ostalpinen Triasgesteinen, der spießwinkelig mit dem Dachsteinzuge zusammentrifft und an den das Vorkommen von Nummulitenkonglomeratblöcken gebunden ist, bildet sicherlich eine der markantesten tektonischen Erscheinungen der Ostalpen. Über das Zustandekommen dieser Erscheinung scheint

---

[1] Bull. soc. géol. France, 1905, 4. sér., t. V, p. 626.

[2] Vielleicht auch gewisse Dolomite südlich von St. Johann.

der Beginn dieses Zuges zwischen Lend und Schwarzach-St. Veit wertvolle Aufschlüsse zu bieten. Die lepontinischen Kalkschiefer und Bänderkalke (Klammkalke) fallen hier nach Norden steil zur Tiefe ein, ihnen liegen die sogenannten Pinzgauer Phyllite vor, die über die lepontinischen Kalke ebenso steil in die Tiefe tauchen und die schmalen Dolomitfetzen des Mandlingzuges mitnehmen.

Diese Lagerungsverhältnisse sowie das schnurgerade Streichen des Mandlingzuges und seine Sporn- oder Spanform machen den Eindruck, wie wenn bei dem übersteilen Hinabtauchen der Pinzgauer Phyllite der »Grauwackenzone« in der Gegend zwischen Lend und Schwarzach-St. Veit auch eine triadische Basalschuppe mitgezogen und so tief in die Unterlage versenkt worden wäre, daß sie an dem am tiefsten hinabgetauchten Westende abriß und nicht mehr mitkommen konnte, während sie an dem flacher lagernden Ostende mit den ostalpinen Kalken in engerer Berührung oder selbst in ungestörtem Zusammenhange verblieb. Auch scheint es, wie wenn die ostalpine Kalkdecke infolge der Abscherung des Mandlingzuges diesen in der westlichen Partie gleichsam überfahren hätte und etwas rascher über ihre eigene Unterlage nach Norden hinweggegangen wäre als in der östlichen, wo sie durch den Zusammenhang mit dem Mandlingspan aufgehalten wurde.

Ein weiterer Umstand, der zur Entstehung des Mandlingzuges beigetragen haben mochte, besteht vielleicht in der freieren Beweglichkeit des ostalpinen Deckensystems. Es besteht in dieser Beziehung ein leicht ersichtlicher Gegensatz zwischen dem ostalpinen und den tieferen Deckensystemen. Die lepontinische »Schieferhülle« und der Zentralgneis erscheinen wie aus einem Guß, mit einem auffallend einheitlichen Bewegungszug, der den Eindruck macht, unter einem enormen, alle Differenzen beseitigenden Druck erzwungen zu sein. Das darauf liegende Tauerndeckensystem zeigt schon etwas mehr Freiheit der Bewegung und hier wieder am meisten die oberste Gneis-Quarzitdecke und besonders die Granatglimmerschieferdecke.[1] Mit noch größerer Freiheit und Unabhängigkeit bewegt

[1] Sehr deutlich tritt diese tektonische Verschiedenartigkeit auf dem engen Raume des Katschbergprofiles hervor und wurde hier auch von F. Becke

sich das oberste, das ostalpine Deckensystem. Widerstandsdifferenzen, bedingt durch die unruhig wellige Oberfläche und das verschiedene Gefälle der Decken, die bei den tieferen Decken infolge gewaltigen Druckes überwunden wurden, konnten bei der obersten Decke zur Geltung kommen und das Abscheren des Mandlingspornes ermöglichen. In diesem Sinne betrachtet, wäre der Mandlingzug als ein gigantischer Schubsplitter oder Schubspan aufzufassen.

Die tektonische Beeinflussung des Mandlingzuges äußert sich in dem Vorhandensein zahlloser, mit Harnischen versehenen Gleit- und Quetschflächen und innerer Zertrümmerung und Breccienbildung. Auch der Gyroporellendolomit der Tauern hat häufig eine brecciöse Beschaffenheit; während aber die Breccienfragmente des Tauerndolomits durch weißen krystallinen Dolomit und Kalk zu einem vollkommen kompakten einheitlichen Gestein von gleichmäßiger Beschaffenheit verkittet sind, sind die Fragmente des Mandlingdolomits nahezu lose (Stur's Brecciendolomit). Vielleicht kommt auch hierin die geringere Belastung zum Ausdruck.

Wie sich der Mandlingzug zu der von Haug und Lugeon vorgeschlagenen Gliederung des ostalpinen Deckensystems in vier Teildecken verhält, und wie sich der Anschluß an den Dachsteinzug im einzelnen vollzieht, welches die Bedeutung der kohleführenden Tertiärablagerungen des Mandlingzuges ist, und wie sich die Pinzgauer Phyllite zur Gneis-Quarzitserie verhalten, darüber möchte ich erst nach Beendigung der Untersuchungen im Gebirge berichten und hier nur noch einige Zeilen anschließen, die mir Dr. F. Trauth über die Ergebnisse seiner Arbeiten im Gebiete des Mandlingzuges und der Grauwackenzone bei Radstadt zur Verfügung stellt:

»Die Radstädter Quarzitdecke scheint nordwärts unter einen Zug von zum Teil serizitisch-chloritischen Pinzgauer Phylliten einzuschießen, welche von Wagrein über den Niederwald (nördlich vom Grieskareck), Hafnach (nördlich des Laheitberges), den nördlichen Teil des Labeneckwaldes (südlich von

---

besonders betont. Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrande des Hochalmmassivs, p. 23.

Radstadt), den vorderen Fagerwald (südöstlich von Radstadt) und den Gleimingerberg nach Ostnordosten streichen und gelegentlich auch unter den diluvialen Terrassenschottern der Schladminger Ramsau hervorblicken. Diese Pinzgauer Phyllite bilden die Unterlage des Mandlingzuges, welchen ich von dem Bauerngute Feuerfang im Flachautale bis in die Gegend nördlich von Haus im Ennstale (östlich von Schladming) verfolgt habe.

An der Zusammensetzung dieser Bergkette, über deren tektonisches Verhältnis zum Dachsteingebirge ich erst später berichten will, da meine diesbezüglichen Untersuchungen noch keinen Abschluß gefunden haben, beteiligen sich folgende, nordwärts fallende Schichtglieder:

a) Wenig mächtige, dunkle Schiefer sowie schwärzliche, graugrüne oder rötliche sandig-kieselige Gesteine, welche am Südrande des triadischen Mandlingdolomites zwischen Feuerfang (Flachautal) und dem Unterlaufe des Forstaubaches aufgeschlossen sind. Denselben dürften weiter östlich die ihnen in lithologischer Hinsicht nicht unähnlichen sandigen Werfenerschiefer entsprechen, die zwischen dem Südhange des Resingberges (nördlich von Oberhaus) und Aichberges (nördlich von Aich im Ennstale) ausbeißen.

b) Die tieferen Lagen des brecciösen Dolomites der Mandlingkette erscheinen in deren westlichem Abschnitte häufig schwärzlichgrau gefärbt; als die östliche Fortsetzung dieser dunklen Partien möchte ich die schwärzlichen Kalk- und Dolomitbänke betrachten, welche vom Südende der zwischen dem Sattel- und Resingberg eingeschnittenen Schlucht gegen den Aichberg hinstreichen (Guttensteiner Schichten).

c) Die hellen, brecciösen Dolomite, welche den Hauptbestandteil des Mandlingzuges ausmachen (Ramsau- und vielleicht zum Teil Hauptdolomit).

d) Den Nordhang unserer Bergkette mit seinen gegen die Enns abstürzenden Wänden bilden zwischen der Region östlich der Kerschbaumermühle (bei Radstadt) und der Brandscharte (südlich von der Eisenbahnstation Mandling) die schon einmal (vergl. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Klasse, Bd. CXV, p. 1730) erwähnten, hellen, von einem

roten Geäder durchzogenen, knolligen Kalke, welche an der Nordseite des Unter-Zaimberges Durchschnitte von Megalodonten geliefert haben und vermutlich ein Äquivalent des Dachsteinkalkes darstellen. Ihre tiefsten, also an den hellen Brecciendolomit *c)* angrenzenden Lagen werden von einem hellgrau- und rotscheckigen Kalk eingenommen.

Die Schichtfolge der Mandlingkette zeigt demnach eine gewisse nicht zu verkennende Verwandtschaft mit jener der benachbarten Dachsteindecke, deren Ablagerungen freilich ungleich mächtiger sind, dagegen unterscheidet sie sich aufs deutlichste von der Sedimentserie der Tauerndecke.

Das sogenannte »Eozän von Radstadt« umfaßt einige kleine, am Nordfuße des Mandlingzuges, und zwar in geringer Höhe über dem Ennstalboden südöstlich von der Kerschbaumermühle und südlich vom Gehöfte Doppellehen (dieses zwischen Eggl und Brunn der Spezialkarte), sowie etwa an der Kote 1000 *m* südlich von Brunn gelegene Konglomeratlappen, welche unter anderem Gerölle von Quarz, ferner von nummulitenführenden Sandsteinen und Kalken enthalten und auf dem knolligen Triaskalk *d)* aufzuruhen scheinen. Nachdem sich also die eozänen Nummuliten auf sekundärer Lagerstätte vorfinden, werden wir diese Konglomerate für jünger halten müssen, als man sie bisher betrachtet hat, wobei wir die Frage, ob es sich dabei um eine oligozäne oder miozäne Bildung handelt, noch offen lassen müssen.

Es liegt nun nahe, die tertiären Letten bei der Kerschbaumermühle nächst Radstadt, ferner die kohlenführenden Tertiärablagerungen, welche sich von dem Bauernhofe Stadtlehen (nördlich von Wagrein) in ostnordöstlicher Richtung bis in die Nähe des Gehöftes Triegl (südöstlich von Reitdorf) verfolgen lassen und die durch Lignitflötze ausgezeichneten Tertiärschichten auf der Stoderalpe (nördlich von Aich) und bei Tipschern (östlich von Gröbming) in einen näheren Zusammenhang zu bringen. Vielleicht kommt allen diesen Vorkommnissen das gleiche geologische Alter zu, vielleicht ist jedoch das Nummulitengesteinsblöcke einschließende Konglomerat bei Radstadt etwas älter als die später genannten Bildungen.

Die natürliche Basis des mit mäßiger Neigung gegen Süden verflächenden »Wagreiner Tertiärzuges«, dessen Konglomeratbänke hauptsächlich Rollsteine von Pinzgauer Phyllit, Quarz und gewissen, der nächsten Umgebung fremden Graniten enthalten, bilden die nördlich davon anstehenden Pinzgauer Phyllite des Ascheck- und Blümeck-Südfußes und des Ebenfeldes (südwestlich von Altenmarkt). Diese beherbergen östlich von Thurnhof im Südwesten des Ebenfeldberges ein vor Jahren durch die Flachauer Gewerkschaft abgebautes Eisenerzlager (Siderit und etwas Hämatit), welches mit einem Grünschiefer verknüpft ist und Gerölle in die ihm hier aufgelagerten Sedimente des Wagreiner Tertiärzuges abgegeben hat. Dagegen vermissen wir in dem letzteren Gerölle des sich ihm nach Süden hin unmittelbar anschließenden Mandlingdolomites, weshalb wohl die Grenze zwischen diesen beiden Bildungen tektonischer Natur sein dürfte.

Das räumlich sehr beschränkte Tertiärvorkommen der Stoderalpe streicht von Osten nach Westen und scheint nordwärts einzufallen, wobei es im Süden von den hellen Triasdolomiten, welche gleich nördlich unter dem Dachsteinkalk des Stoderzinken anstehen, unterlagert wird. Sein Hangendes stellen die gegen Norden verflächenden Dachsteinkalke des Bärendumpfkogels dar.

Zum Schlusse sei noch kurz einiger Grünschieferbänder gedacht, welche südlich unter dem Gipfel des Hochgründecks (nördlich von Wagrein), sowie zwischen der Tannkoppenhöhe (nordwestlich von Radstadt) und der Ortschaft Eben als Einschaltungen in den Pinzgauer Phylliten auftreten.«

Erklärung zu Tafel I.

Westliches Talgehänge von Untertauern, Radstädter Tauern, Salzburg, aufgenommen von der gegenüberliegenden Seite, nahe dem Wege zur Lürzenscharte.

Ansicht des Untertaurer Fensters der Tauerndecke. Der untere Teil des Gehänges zeigt wohlgeschichteten Triasdolomit, darüber liegt ein schmales Band von Pyritschiefer *(Py)*, Jurabändermarmor (Jura) und braunem Mylonit *(My)*, das wegen der Verkürzung und Unebenheit des Terrains nur schematisch verzeichnet werden kann. Diese Schichtenfolge der Tauerndecke ist von Serizitquarzit in großer Mächtigkeit überdeckt. Die Absenkung der Decke unter den Talgrund erscheint wegen des schrägen Anschnittes der Schichten durch das Gehänge etwas flacher, als es der Wirklichkeit entspricht. Man erkennt das an der in der Photographie besonders bezeichneten Stelle, an der die Schichten fast senkrecht zum Streichen geschnitten sind und daher eine bessere Vorstellung der Lagerungsverhältnisse vermitteln.

Erklärung zu Tafel II.

Figur 1.

Entwicklung der Juraformation an der Belemnitenfundstelle im Großwandkar zwischen Großwand und Pleislingkeil, Radstädter Tauern. Oberer Durchschnitt. Siehe p. 1381.

a) Pyritschiefer, nach oben mit schieferigen dunklen Kalkbänken.

b) Juramarmorfetzen, durchsetzt von Pyritschiefer, 1·5 *m*.

c) Juracrinoidenkalk, zum Teil zertrümmert mit Flasern von Pyritschiefer, 1·5 bis 2 *m*, Belemniten führend.

d) Crinoidenmarmor, zirka 20 *m*.

e) Weißer und grauer, streifiger, plattiger Kalk, ungefähr 25 *m*.

f) Weißer und gelblicher Juracrinoidenmarmor.

g_1) Grauer und gelbroter marmorartiger Dolomit, zu oberst an der Grenze gegen den Pyritschiefer mit einer Lage von gelbbraunem Eisendolomit.

g_2) Grauer Triasdolomit.

Figur 2.

Entwicklung der Juraformation an der tieferen Belemnitenfundstelle im Großwandkar (zwischen Großwand, Hirschwand und Pleislingkeil, Radstädter Tauern). Siehe p. 1381.

a) Pyritschiefer.

b), *c*) Gelbgrauer Crinoidenmarmor der Juraformation, von einzelnen dünnen Pyritschieferlagen durchsetzt.

d) Gelblicher Crinoidenmarmor. Die punktierte Bank ist reich an Belemniten.

e) Grauer und gelblicher streifiger Kalk.

p) Pyritschiefer mit Lithodendronbänken.

j) Juramarmor.

Figur 3.

Durchschnitt des Tauerndeckensystems, etwas vereinfacht, von Gries im Zederhaustal bis in das Ennstal bei Radstadt. Die südliche Partie des Durchschnittes zwischen Lantschfeld und Zederhaus ist von Dr. L. Kober entworfen. Maßstab 1: 75.000.

a) Lepontinisches System: *Kph* Kalkphyllitgruppe der »Schieferhülle« mit Grünschieferlagen.

b) Tauerndeckensystem:

1. Schieferiger Gneis.
2. Serizitquarzit und Serizitquarzitschiefer.
3. Gyroporellendolomit.
4. Pyritschiefer und Juramarmor mit Crinoiden und Belemniten.
5. Rauchwacke und Reibungsbreccie.

c) Ostalpines System:

a) Pinzgauer Phyllit.
b) Dunkle kieselige Schiefer des Mandlingzuges.
c) Brecciendolomit des Mandlingzuges.

I. Anormaler Kontakt zwischen dem lepontinischen und dem Tauerndeckensystem.

II. Anormaler Kontakt zwischen der Kalk-Dolomitserie und der Gneis-Quarzitserie im Liegenden.

III. Anormaler Kontakt zwischen der Kalk-Dolomitserie im Liegenden und der Quarzit-Gneisserie (Quarzitdecke) im Hangenden.

IV. Anormaler Kontakt zwischen dem Tauerndeckensystem und der ostalpinen »Grauwackenzone«.

A Speiereckdecke, *B* Hochfeinddecke,
C Lantschfelddecke, *D* Tauerndecke.

Figur 4.

Durchschnitt der Tauerndecke zwischen dem Lantschfeld, Obertauern und dem Lungauer Kalkspitz, etwas vereinfacht. Für die Gegend des Kalkspitz und Kamp zum Teil nach den Aufnahmen von F. Seemann. Maßstab 1:75.000.

1. Schieferiger Gneis.
2. Serizitquarzit und Serizitquarzitschiefer.
3. Gyroporellendolomit.
4. Pyritschiefer und Juramarmor mit Crinoiden und Belemniten.
5. Rauchwacke und Reibungsbreccie.

II. Anormaler Kontakt zwischen der Kalk-Dolomitserie und der Gneis-Quarzitserie im Liegenden.

III. Anormaler Kontakt zwischen der Kalk-Dolomitserie im Liegenden und der Quarzit-Gneisserie (Quarzitdecke) im Hangenden.